



Universidade de Aveiro Departamento de Física

2016

**RUI PEDRO BASTOS
SIMÕES DA SILVA**

**VARIABILIDADE DO TRANSPORTE MERIDIONAL DE
ENERGIA ASSOCIADA AO ENSO E AO MODO
ANULAR DO HEMISFÉRIO NORTE**



**RUI PEDRO BASTOS
SIMÕES DA SILVA**

**VARIABILIDADE DO TRANSPORTE MERIDIONAL DE
ENERGIA ASSOCIADA AO ENSO E AO MODO
ANULAR DO HEMISFÉRIO NORTE**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia e Oceanografia Física, realizada sob a orientação científica do Doutor José Manuel Henriques Castanheira, Professor Auxiliar do Departamento de Física da Universidade de Aveiro e coorientação do Doutor Carlos Alberto Fernandes Marques, investigador do Departamento de Física da Universidade de Aveiro.

Dedico esta dissertação aos meus pais, à Margarida e a toda a minha família.

o júri

presidente

Prof. Doutor Alfredo Moreira Caseiro Rocha
Professor Associado do Departamento de Física da Universidade de Aveiro

vogais

Prof. Doutor Carlos do Carmo de Portugal e Castro da Camara
Professor Associado da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa

Prof. Doutor José Manuel Henriques Castanheira
Professor Associado do Departamento de Física da Universidade de Aveiro

agradecimentos

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer ao Prof. Doutor José Manuel Henriques Castanheira pela orientação, partilha de conhecimentos, encorajamento, e amizade que sempre demonstrou.

Ao Doutor Carlos Marques, pela coorientação, amizade e paciência que teve comigo.

Por fim, gostaria de agradecer aos meus pais, Elísio e Helena, aos meus tios, João e Maria Helena, e à Margarida, pelo apoio, coragem e carinho que sempre me deram.

palavras-chave

Transporte de energia, vapor de água, oscilação ártica, Modos Anulares

resumo

Neste trabalho procedeu-se ao cálculo do integral vertical do transporte meridional de energia na atmosfera, utilizando dados das reanálises ERA-Interim do European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF), para o período compreendido entre janeiro de 1979 e dezembro de 2012. Uma vez que as reanálises ERA-Interim não conservam a massa da atmosfera, propõe-se uma correção para o transporte meridional, integrado zonalmente e verticalmente. A correção foi aplicada individualmente aos transportes de calor sensível, calor latente e de energia potencial. Os resultados mostram a importância da aplicação do método de correção aqui proposto, para a obtenção de melhores estimativas do transporte meridional de energia na atmosfera, bem como para a diminuição dos fluxos de energia através do equador. Os valores do transporte e dos fluxos através do equador obtidos neste trabalho, são comparáveis aos de outros trabalhos, que aplicaram métodos de correção diferentes. Obteve-se ainda a decomposição estatística do transporte das várias formas de energia (sem correção ao fluxo de massa) nas circulações transiente, estacionária e meridional média.

Com os dados do transporte meridional de energia corrigido, calcularam-se os compósitos do transporte de energia para eventos de El Niño e para eventos de La Niña. Os resultados mostram que grande parte da variabilidade do transporte de energia devida a estes eventos está associada a variações de intensidade da célula de Hadley, sendo o transporte maior durante períodos de El Niño e em dezembro-janeiro-fevereiro (DJF). Procedeu-se também ao cálculo das correlações cruzadas entre as anomalias do transporte de energia e os índices temporais do modo anular do Hemisfério Norte aos 1000 hPa (Oscilação Ártica (AO)) e aos 50 hPa (associado a variações da intensidade do vórtice polar estratosférico). Os resultados sugerem que o deslocamento para latitudes mais elevadas dos sistemas de tempo, acompanhando alterações de amplitude e/ou fase das ondas planetárias em resposta a variações da intensidade do vórtice polar, poderá funcionar como um dos mecanismos para o estabelecimento da fase positiva da AO. Este resultado contraria a ideia prevalente na literatura de que é a variabilidade da AO que modula as trajetórias dos sistemas de tempo. O índice da AO será apenas a manifestação estatística dos processos que determinam a variabilidade da circulação na baixa troposfera. Por fim, para validar os resultados das correlações anteriores, calcularam-se os compósitos das anomalias diárias do transporte de vapor de água, para períodos em que se observa uma intensificação rápida da AO, tendo-se chegado às mesmas conclusões que na análise das correlações cruzadas.

keywords

Energy transport, water vapor, Arctic Oscillation, Annular Modes

abstract

In this work the vertically integrated meridional energy transport by the atmosphere was computed using ERA-Interim reanalysis data from the European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF). The data covers a period of 34 years, from January 1979 to December 2012. Since ERA-Interim reanalysis have errors associated with mass conservation, in this work it is proposed a correction method for the mass flux divergence in the evaluation of the vertically integrated meridional energy transport. This transport was obtained for the sensible heat, latent heat, potential energy and total energy (sum of the previous forms of energy, plus kinetic energy). The results show the importance of implementing the correction method here proposed, to obtain better estimates of the meridional energy transport in the atmosphere and reduction of the cross equatorial mass fluxes. The values of the transport and cross equatorial fluxes, obtained in this study are comparable to those of other studies that applied different correction methods. The transport was also statistically decomposed into contributions from transient, stationary and mean meridional circulations (without mass flux correction).

With the data from the corrected energy transport, the composites of the energy transport onto El Niño and La Niña events were computed. The results show that much of the variability of the energy transport due to this events is associated with variations in the intensity of the Hadley cell, and that the largest values of transport occur during El Niño periods in DJF. Cross-correlations between daily anomalies of the energy transport and temporal index of the annular modes at 1000 hPa (associated with Arctic Oscillation variability (AO)) and 50 hPa (associated with stratospheric polar vortex intensity) were also obtained. The results show that the northward displacement of the weather systems and changes in amplitude/phase of planetary waves in response to the variations in stratospheric polar vortex intensity, could work as one of the mechanisms for the establishment of the AO positive phase. This result contradicts the idea that AO variability modulates transient weather systems trajectories. The AO index may be only the expression of the processes that determine the variability of the circulation in the low troposphere. Finally, to validate the results of the cross-correlations, the daily transport anomalies were composited for the periods of strong intensification of the AO, leading to the same conclusions as in the cross-correlations analysis.

Índice

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 1. Introdução | 11 |
| 2. Fluxo Meridional de Energia na Atmosfera | 17 |
| 2.1. Energia e Transporte na Atmosfera..... | 17 |
| 2.2. Decomposição Estatística do Fluxo Meridional de Energia..... | 19 |
| 2.3. Interação Troposfera-Estratosfera | 23 |
| 3. Dados e Métodos | 25 |
| 3.1. Dados | 25 |
| 3.2. Correção do Efeito dos Erros na Divergência do Fluxo de Massa | 27 |
| 3.3. Integração Vertical..... | 30 |
| 3.4. Decomposição do Transporte Meridional de Energia na Circulação Média, e nos Eddies Transientes e Estacionários..... | 32 |
| 3.5. Índice da Oscilação Ártica e da Intensidade do Vórtice Polar Estratosférico..... | 34 |
| 4. Resultados e Discussão | 37 |
| 4.1. Climatologia do Transporte de Energia pela Circulação Atmosférica..... | 37 |
| 4.1.1. Transporte Meridional de Energia Total | 37 |
| 4.1.2. Transporte Meridional de Calor Sensível, Calor Latente e de Energia Potencial | 40 |
| 4.1.3. Decomposição do Transporte Meridional de Energia nas Diferentes Circulações | 43 |
| 4.2. Variabilidade do Transporte Meridional de Energia..... | 48 |
| 4.2.1. Compósitos do Transporte de Energia para Eventos de El Niño e La Niña | 48 |
| 4.2.2. Relação entre o Transporte de Energia e o Modo Anular do Hemisfério Norte..... | 52 |
| 4.2.3. Compósitos do Transporte de Calor Latente Associados a Períodos de Crescimento Rápido da AO..... | 60 |
| 5. Conclusões | 65 |
| 6. Referências | 69 |

Lista de figuras

Figura 1: Média anual da radiação solar recebida pela Terra (curva a vermelho), radiação térmica de longo comprimento de onda emitida pela Terra (curva a azul) e balanço entre a média anual da radiação solar recebida e emitida pela Terra (curva a verde). Dados das reanálises ERA-Interim do ECMWF para o período de janeiro de 1979 a dezembro de 2012. 12

Figura 2: Estimativa da média anual do transporte de energia realizado pelo sistema atmosfera-oceano, e necessário para compensar o não balanço radiativo no topo da atmosfera mostrado na figura 1. Valores apresentados em unidades de petawatts (PW). As reanálises ERA-Interim apresentam um viés no balanço radiativo no topo da atmosfera (Berrisford et al. 2011). Para o cálculo desta figura, distribuiu-se o viés de forma uniforme por todas as latitudes. 13

Figura 3: Padrão da primeira EOF do geopotencial aos 1000 hPa (à esquerda) e aos 50 hPa (à direita) em gpm (metros geopotencial), com a PC normalizada pelo respetivo desvio padrão. O intervalo do contorno é de 2 gpm para o gráfico da esquerda e 10 gpm para o gráfico da direita. Padrões obtidos aplicando a análise por componentes principais descrita na subsecção 3.5. 14

Figura 4: Fluxo meridional de massa com correção (curva azul) e sem correção (curva vermelha), para as reanálises ERA-Interim no período 1979-2012. Valores apresentados em unidades de $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$. O sombreado que acompanha as curvas, representa o desvio-padrão σ das médias anuais..... 30

Figura 5: Perfil médio zonal do transporte meridional de energia total, integrado verticalmente, com correção (azul) e sem correção (vermelho) no período de 1979 a 2012. As bandas sombreadas representam um desvio padrão das médias anuais do transporte. As unidades são Petawatts ($1 \text{ PW} = 1 \times 10^{15} \text{ W}$) e o eixo horizontal é proporcional ao seno da latitude. 38

Figura 6: Climatologias (1979-2012) anual (verde) e sazonais (DJF (azul) e JJA (vermelho)) do transporte meridional de energia atmosférica total (com correção), e respetivas incertezas (sombreado). As unidades são Petawatts (PW)..... 40

Figura 7: Igual à figura 6, mas para o transporte de calor sensível..... 41

Figura 8: Igual à figura 6, mas para o transporte de calor latente. 42

Figura 9: Igual à figura 6, mas para o transporte de energia potencial. 42

Figura 10: Climatologias (1979-2012) anual (verde) e sazonais, (DJF (azul) e JJA (vermelho)) do transporte meridional de calor latente, pelos eddies transientes (no topo), eddies estacionários (no meio) e circulação meridional média (em baixo). As unidades são Petawatts (PW). 45

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 11: Igual à figura 10, mas para o transporte de calor latente..... | 46 |
| Figura 12: Igual à figura 10, mas para o transporte de energia potencial..... | 47 |
| Figura 13: Compósitos da média zonal do transporte de calor sensível integrado verticalmente, nos eventos de El Niño (curva a vermelho) e La Niña (curva a azul), para DJF (em cima) e JJA (em baixo). Valores significativos a 95%, representados pela linha mais grossa. Dados ERA-Interim, período de janeiro de 1979 a dezembro de 2012. Significância estatística, obtida pelo teste t-student..... | 50 |
| Figura 14: O mesmo que a figura 13, mas para o transporte de calor latente..... | 51 |
| Figura 15: O mesmo que a figura 13, mas para o transporte de energia potencial..... | 52 |
| Figura 16: Correlações cruzadas entre os índices NAM aos 50 hPa (coluna da esquerda) e aos 1000 hPa (coluna da direita) e as anomalias diárias do transporte de calor sensível, integrado verticalmente em toda a atmosfera (em cima), na troposfera (no meio) e, na estratosfera (em baixo). As séries das anomalias diárias do transporte e dos índices NAM foram filtradas com médias móveis de 7 dias. Os contornos a cores quentes e a cores frias, com espaçamento de ± 0.05 , representam, respetivamente, correlações positivas e negativas com um nível de confiança de 95%. Lags positivos correspondem ao adiantamento das séries dos índices NAM relativamente às séries do transporte..... | 57 |
| Figura 17: Igual à figura 16, mas relativa ao transporte de calor latente..... | 58 |
| Figura 18: Igual à figura 16, mas relativa ao transporte de energia potencial..... | 59 |
| Figura 19: Compósitos do índice AO (em cima) e do transporte de calor latente (em baixo), considerando os períodos centrados em dias com derivada da AO superior a 1..... | 62 |
| Figura 20: O mesmo que a figura 19, mas para os períodos centrados em dias com a derivada superior a 1 e com índice AO positivo..... | 63 |

Lista de Tabelas

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Tabela 1: Sumário dos termos estatísticos | 33 |
| Tabela 2: Climatologias (1989-2009) do transporte meridional de energia total..... | 39 |
| Tabela 3: Anos de eventos de El Niño e La Niña, no período de 1979 a 2012. Eventos separados sazonalmente para DJF e JJA. Nos meses de DJF o ano é indicado para o mês de janeiro. Dados obtidos em: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml | 49 |

Lista de Símbolos

a - Raio da Terra

c_v - Calor específico a volume constante

T - Temperatura

g - Aceleração da gravidade

Φ - Geopotencial

L_v - Calor latente de evaporação

z - Altura geométrica

q - Humidade específica

u - Velocidade zonal

v - Velocidade meridional

w - Velocidade vertical

c_p - Calor específico a pressão constante

ρ - Massa volúmica do ar

φ - Latitude

λ - Longitude

p - Pressão

p_s - Pressão à superfície

f - Parâmetro de Coriolis

U_c - Velocidade crítica de Rossby

Ω - Velocidade angular da Terra

H - Fator de escala vertical

N - Frequência de Brunt-Väisälä

k - Número de onda zonal

R - Constante dos gases para o ar seco

Lista de acrónimos

NAM – Modo anular do Hemisfério Norte

NBAM – Modo anular baroclínico do hemisfério Norte

AO – Oscilação ártica

PC – Componente principal

ENSO – El Niño/Southern Oscillation

ECMWF – European Centre for Medium-Range Weather forecasts

SST – Temperatura da superfície do mar

EOF – Função ortogonal empírica

HS – Hemisfério Sul

HN – Hemisfério Norte

DJF – dezembro-janeiro-fevereiro

JJA – junho-julho-agosto

TSR – radiação solar recebida pela Terra

TTR – radiação emitida pela Terra

Capítulo 1

Introdução

A geometria orbital do sistema Sol-Terra determina a distribuição desigual da radiação solar que chega ao topo da atmosfera terrestre (Trenberth & Stepaniak 2003b). Devido à esfericidade da Terra, o ângulo de incidência da radiação solar no topo da atmosfera terrestre varia latitudinalmente. Conseqüentemente, nas latitudes mais elevadas, a radiação solar incidente terá de atravessar uma maior espessura da atmosfera bem como distribuir-se por uma área de superfície maior do que nas latitudes mais baixas. O albedo da superfície é outro fator a ter em conta, sendo este menor nas latitudes baixas do que nas altas, levando a que haja uma maior absorção da radiação incidente no primeiro caso do que no segundo. Por outro lado, a variação latitudinal da emissão de radiação infravermelha (IV) para o espaço apresenta uma variação menos acentuada. Deste modo, nas regiões tropicais, a Terra recebe mais energia do que emite para o espaço sendo o contrário válido para as latitudes médias e polares (Masuda 1988).

Nas latitudes equatoriais, a média interanual e zonal do excesso de energia no balanço radiativo do topo da atmosfera pode atingir valores superiores a 60 W m^{-2} (figura 1, curva verde). Nas latitudes mais elevadas, o déficit energético no balanço radiativo pode ultrapassar 100 W m^{-2} (figura 1, curva verde). As desigualdades na distribuição de energia ao longo das diferentes latitudes são fundamentais para a manutenção da circulação atmosférica (Michaud & Derome 1991). Para além dos fatores anteriores, existem outras de menor importância tais como a cobertura de nuvens, a alteração da composição química da atmosfera, entre outras (Trenberth & Stepaniak 2003b).

No sentido de se estabelecer o equilíbrio energético latitudinal, devem existir mecanismos que transportem o excesso de energia das regiões tropicais para as regiões polares. O transporte de energia é realizado conjuntamente pelas circulações da atmosfera e dos oceanos. Na figura 2 apresenta-se o transporte necessário para compensar o balanço de radiação no topo da atmosfera (mostrado na figura 1). Nesta dissertação será feita a análise da variabilidade do transporte meridional de energia realizado pela atmosfera, em particular a relação entre a variabilidade do transporte de energia e o principal modo de variabilidade da circulação extratropical do Hemisfério Norte (HN).

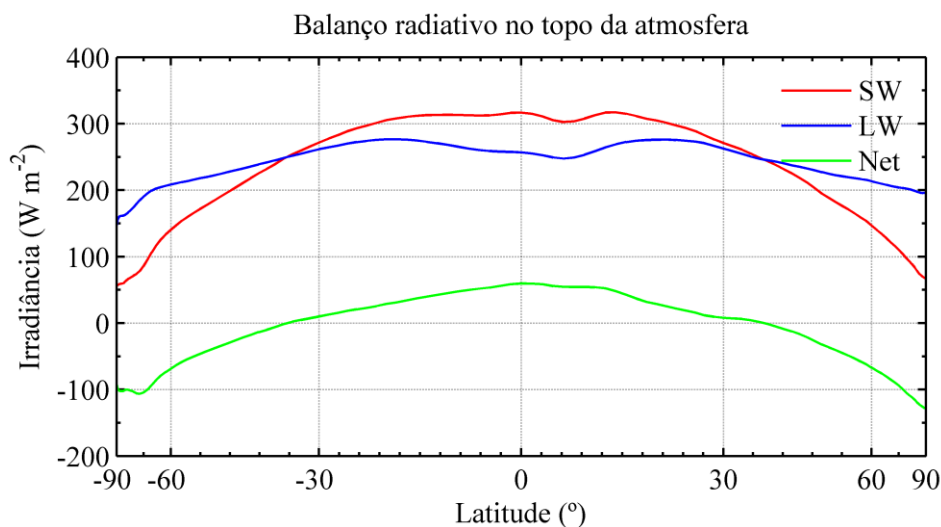


Figura 1: Média anual da radiação solar recebida pela Terra (curva a vermelho), radiação térmica de longo comprimento de onda emitida pela Terra (curva a azul) e balanço entre a média anual da radiação solar recebida e emitida pela Terra (curva a verde). Dados das reanálises ERA-Interim do ECMWF para o período de janeiro de 1979 a dezembro de 2012.

Se a Terra estivesse em rotação “lenta”, o transporte de energia das latitudes equatoriais para as polares seria facilmente explicado por uma célula de circulação única, forçada pela diferença térmica entre os trópicos e o polo. No entanto, devido à rotação da Terra e à conservação do momento angular, a célula termicamente direta (célula de Hadley) estende-se apenas até à região tropical. Para latitudes mais elevadas, a célula de circulação única torna-se instável. De facto, o transporte nas regiões extratropicais é realizado, na sua maioria, pelas perturbações transientes e estacionárias resultantes da instabilidade baroclínica e do forçamento pelas assimetrias zonais da topografia e do campo de aquecimento.

A associação entre a variabilidade da circulação e o transporte de energia na atmosfera é de grande interesse para uma melhor compreensão da evolução da circulação e dos seus impactos no clima das diferentes regiões do planeta. A circulação extratropical apresenta variabilidade em várias escalas temporais. Para escalas superiores à escala sinótica (7-10 dias), o principal modo de variabilidade da circulação extratropical é o modo anular.

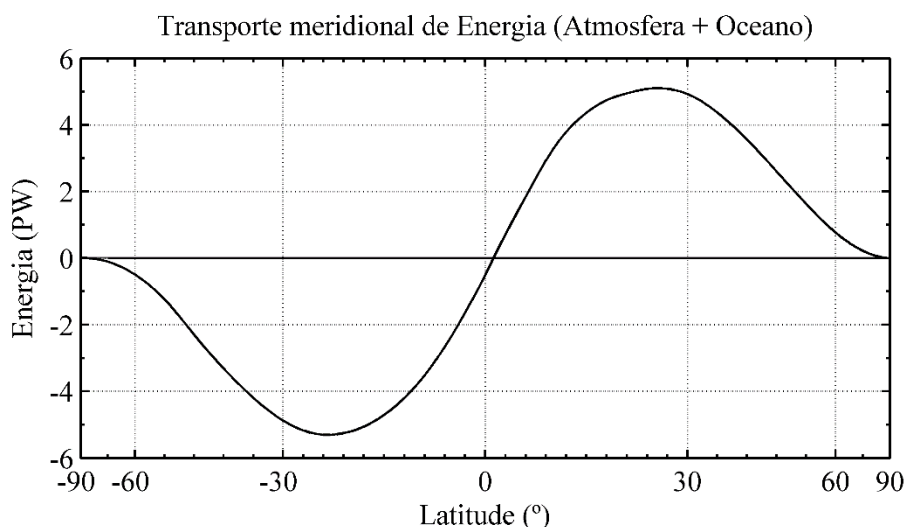


Figura 2: Estimativa da média anual do transporte de energia realizado pelo sistema atmosfera-oceano, e necessário para compensar o desequilíbrio radiativo no topo da atmosfera mostrado na figura 1. Valores apresentados em unidades de petawatts (PW). As reanálises ERA-Interim apresentam um viés no balanço radiativo no topo da atmosfera (Berrisford et al. 2011). Para o cálculo desta figura, distribuiu-se o viés de forma uniforme por todas as latitudes.

A estrutura espacial do modo anular do HN (NAM) pode ser obtida a partir da primeira “função ortogonal empírica” (EOF) das anomalias do geopotencial, para o período de inverno "estendido" (dezembro-abril) a norte de 20°N (e.g., Baldwin & Dunkerton 2001). Outras metodologias poderão ser também aplicadas para o cálculo dos modos anulares, como por exemplo, através do cálculo da primeira EOF dos campos do vento zonal (e.g., Baldwin & Thompson 2009).

O NAM na estratosfera está associado a variações de intensidade do vórtice polar estratosférico e, como se pode verificar pela figura 3 (à direita), o seu padrão espacial é caracterizado por apresentar anomalias negativas sobre a Região Ártica. À superfície, o NAM é designado de Oscilação Ártica (AO) e, no setor atlântico, é claramente dominado pela estrutura da Oscilação do Atlântico Norte (NAO). Na verdade, alguns estudos consideram que a AO e a NAO são padrões de variabilidade indistinguíveis (e.g.,

Feldstein & Franzke 2006) e que o sinal positivo sobre o setor do Pacífico é apenas um artefato resultante da análise por EOFs (Ambaum et al. 2001; Thompson et al. 2002). A “componente principal” (PC) normalizada, associada à primeira EOF do campo isobárico do geopotencial ao nível de 1000 hPa reflete a evolução temporal do modo anular à superfície e é normalmente designada por “Índice AO”.

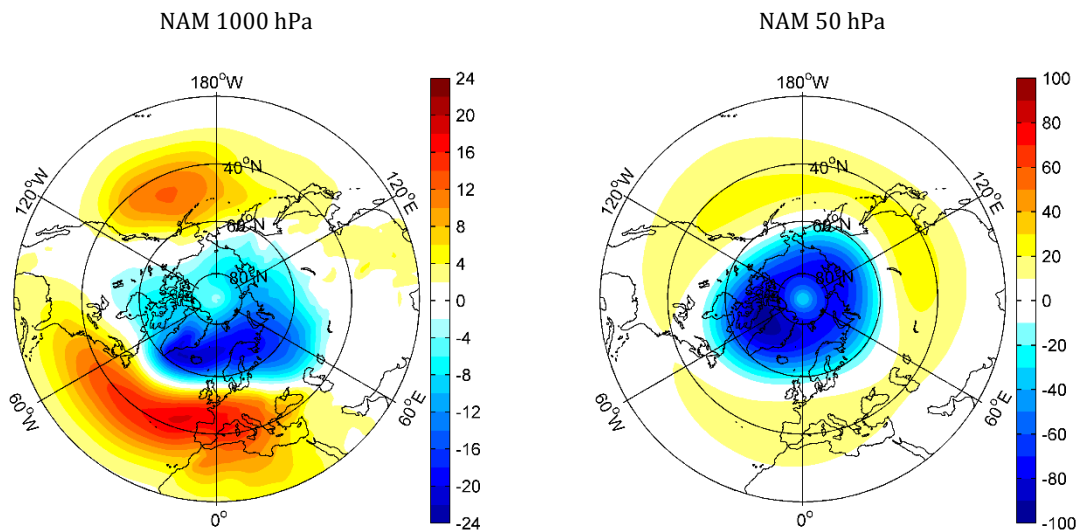


Figura 3: Padrão da primeira EOF do geopotencial ao nível de 1000 hPa (à esquerda) e ao nível 50 hPa (à direita) em gpm (metros geopotencial), com a PC normalizada pelo respetivo desvio padrão. O intervalo do contorno é de 2 gpm para o gráfico da esquerda e 10 gpm para o gráfico da direita. Padrões obtidos aplicando a análise por componentes principais descrita na subsecção 3.5.

Nos últimos anos, vários estudos destacaram a existência de mecanismos diretos e indiretos que podem explicar a relação dinâmica entre a variabilidade da circulação troposférica e estratosférica (e.g., Baldwin & Dunkerton 2001; Perlwitz & Harnik 2003; Garfinkel et al. 2013; Karami et al. 2015). Baldwin & Dunkerton (2001) analisaram o desenvolvimento do NAM em função do tempo e da altitude (i.e., em diferentes níveis isobáricos), estabelecendo a ligação entre a variabilidade do modo anular na estratosfera e na troposfera. Baldwin e Dunkerton (2001) mostraram que as anomalias da intensidade do vórtice polar estratosférico são seguidas por anomalias da AO com o mesmo sinal, sendo a escala temporal que separa as variações do modo anular na estratosfera e na troposfera da ordem de 10 dias. As variações do NAM na estratosfera são forçadas pela propagação de ondas de escala planetária da troposfera até à estratosfera. As ondas que atingem a estratosfera interagem com o fluxo médio nesses níveis. Por outro lado, as anomalias do NAM na estratosfera progridem para baixo até à

tropopausa, onde interagem com o fluxo troposférico. Assim, a simulação (i.e., representação em modelos) da variabilidade do NAM na estratosfera, é fundamental para a previsão do estado do tempo a escalas superiores à da variação dos sistemas sinóticos (Tripathi et al. 2015).

A fase positiva da AO caracteriza-se pela intensificação e deslocamento para norte do jato troposférico. Nesta fase o jato adquire uma trajetória praticamente zonal. O deslocamento para norte do jato, faz com que o ar frio polar não penetre a latitudes mais baixas e com que a trajetória dos sistemas de tempo sinóticos (perturbações transientes) se restrinja às latitudes mais elevadas. Assim, o jato funciona como uma barreira que limita o deslocamento da atividade das estruturas de circulação baroclínicas. A fase positiva da AO está também associada à intensificação e aumento da atividade das perturbações transientes e estacionárias nas latitudes médias. Por conveniência, neste trabalho os desvios em relação à média zonal (i.e., perturbações transientes e estacionárias) serão referidos pela sua designação inglesa ‘eddies’. Na fase negativa da AO, o jato desloca-se para latitudes mais baixas, diminuindo a sua velocidade e adquirindo uma trajetória com mais meandros, possibilitando assim que o ar frio polar penetre a latitudes mais baixas (Limpasuvan & Hartmann 1999). A oscilação meridional do jato e a alteração da sua intensidade resultam de variações do gradiente meridional de pressão e podem ser explicadas pela relação do vento térmico (Overland et al. 2011). As variações de fase da AO refletem-se ainda nas variações da temperatura da superfície do mar (SST) e da temperatura do ar à superfície. Estas estão também relacionadas com mudanças na ocorrência de tempestades, precipitação, quantidade de calor armazenado nos oceanos, correntes oceânicas e transporte de energia associado, bem como na cobertura de gelo marinho, exercendo impactos significativos em diversas atividades humanas e nos ecossistemas marinhos e terrestres (J.W. Hurrell et al. 2003; Hurrell & Deser 2010).

Recentemente, Thompson e Li (2015) sugeriram que a análise do NAM é insuficiente para explicar a variabilidade atmosférica de larga escala do Hemisfério Norte. Estes autores identificaram um novo modo de variabilidade denominado “Modo Anular Baroclínico do Hemisfério Norte” (NBAM), definido através da primeira EOF da energia cinética dos eddies na região extratropical. A variabilidade descrita pelo NBAM é independente da variabilidade do NAM. O NBAM está associado ao crescimento dos

eddies baroclínicos, sendo os fluxos de calor latente e sensível realizados por estas estruturas da circulação.

A variabilidade da circulação tropical é normalmente associada ao modo de variabilidade interanual do sistema oceano-atmosfera, ENSO (El Niño/Southern Oscillation). O ENSO caracteriza-se pelas oscilações da pressão à superfície e pelas anomalias da SST ao longo da região tropical do Pacífico, com polaridades opostas associadas aos eventos denominados de El Niño e La Niña. Quando o El Niño ocorre, a SST na região oriental e central do Pacífico tropical é superior à sua média climatológica. Este facto pode ser explicado pela diminuição da intensidade dos ventos alísios (de nordeste no HN e sudeste no Hemisfério Sul (HS)) e, conseqüentemente, pela diminuição do afloramento de águas mais profundas e frias na costa leste da região tropical do Pacífico. O aumento da SST do oceano Pacífico tropical resulta em maior evaporação e no aumento dos movimentos convectivos nesta região. O ar húmido ao ascender, junto à zona de convergência intertropical, condensa, libertando elevadas quantidades de energia sob a forma de calor sensível que é depois transportado pelo ramo superior da célula de Hadley do HS e HN, em direção às latitudes mais elevadas (Philander et al. 1989). Assim, eventos de El Niño estão frequentemente associados à intensificação da célula de circulação de Hadley. Por outro lado, eventos de La Niña estão associados à intensificação dos ventos alísios e ao aumento do afloramento das águas mais densas e frias, junto à costa leste do Pacífico. Isto resulta numa diminuição da SST e, conseqüentemente, em menor evaporação e convecção húmida. Neste caso a célula de Hadley será menos intensa (Philander et al. 1989; Oort & Yienger 1996; Nguyen et al. 2013). Estas variações na circulação tropical, associadas ao ENSO, têm impacto no transporte meridional de energia pela atmosfera e são por isso consideradas neste trabalho.

O objetivo principal desta dissertação é o estudo da variabilidade do transporte meridional de energia na atmosfera e sua associação com o modo de variabilidade do sistema atmosfera-oceano (ENSO) e com o modo anular do HN (NAM) na estratosfera e troposfera. No Capítulo 2 é feita uma revisão dos conceitos teóricos utilizados ao longo deste trabalho, seguindo-se o Capítulo 3 onde são descritos brevemente os dados utilizados e a metodologia adotada. No Capítulo 4 são apresentados os resultados e sua discussão. Por fim, as conclusões e perspectivas futuras encontram-se no Capítulo 5.

Capítulo 2

Fluxo Meridional de Energia na Atmosfera

2.1. Energia e Transporte na Atmosfera

Na atmosfera, a energia pode encontrar-se sob várias formas nomeadamente, energia interna, I , energia potencial, Φ , energia cinética, K , e calor latente, L_H (associado às transições de fase da água). De entre estas formas de energia, a energia interna representa a maior percentagem da energia total da atmosfera, com cerca de 70.4%, seguindo-se a energia potencial com 27.1%, o calor latente com 2.5% e a energia cinética com a fração mais pequena de 0.05% (Peixoto & Oort 1992). As expressões das várias formas de energia, expressas por unidade de massa, são

$$I = c_v T \quad (2.1)$$

$$\Phi = gz \quad (2.2)$$

$$L_H = Lq \quad (2.3)$$

$$K = \frac{1}{2}(u^2 + v^2 + w^2) \approx \frac{1}{2}(u^2 + v^2) \quad (2.4)$$

onde c_v ($= 1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$) representa o calor específico a volume constante, T a temperatura do ar, g ($= 9.806 \text{ m s}^{-2}$) a aceleração da gravidade, z a altitude geométrica, L o calor latente, q a humidade específica do ar e, finalmente, u , v e w representam respetivamente as componentes zonal, meridional e vertical da velocidade do vento. Uma

vez que na atmosfera a maior parte dos processos que envolvem transições de fase da água são líquido-vapor, $L = L_v$, onde $L_v (= 2.5 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1})$ é o calor latente de evaporação.

Considerando todas as formas, a energia total de um pacote de atmosfera, por unidade de massa, é dada por

$$E = c_v T + gz + Lq + K \quad (2.5)$$

Como referido no Capítulo 1, nas latitudes tropicais a Terra recebe mais energia do que emite para o espaço, sendo o oposto válido para as latitudes polares. No sentido de contrariar estes desequilíbrios energéticos é necessário que haja transporte de energia das regiões equatoriais para as regiões polares.

A taxa (kg s^{-1}) de transporte meridional de massa através de uma parede vertical $dA = a \cos \varphi dz d\lambda$, é dada por $\rho v dA$, sendo φ a latitude e λ a longitude. Portanto, a taxa (potência) de transporte de energia através do elemento de área dA , será dada pelo produto do transporte meridional de massa pela energia total por unidade de massa, mais a potência do trabalho realizado pela pressão

$$dT_E = E \rho v dA + p v dA \quad (2.6)$$

Utilizando a equação de estado do ar e a relação Mayer $c_p = c_v + R$ (onde, c_p , é o calor específico a volume constante e R a constante dos gases para o ar seco), obtém-se

$$dT_E = \rho \mathcal{H} v dA \quad (2.7)$$

onde

$$\mathcal{H} = (c_p T + gz + Lq + K) \quad (2.8)$$

e $c_p T$ é a entalpia por unidade de massa.

O fluxo total de energia em direção aos polos (i.e., o transporte meridional de energia, T_E) que atravessa uma “parede” latitudinal que se estende desde a superfície até ao topo da atmosfera, ao longo de um paralelo à latitude φ , é dado por

$$T_E = \int \rho v \mathcal{H} dA = a \cos \varphi \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \rho v \mathcal{H} dz d\lambda \quad (2.9)$$

Usando a equação hidrostática para substituir ρdz , por $-dp/g$, a equação anterior toma a forma

$$T_E = \frac{a}{g} \cos \varphi \int_0^{2\pi} \int_0^{p_s} v \mathcal{H} dp d\lambda, \quad (2.10)$$

onde p_s é a pressão à superfície.

2.2. Decomposição Estatística do Fluxo Meridional de Energia

O transporte meridional de energia na atmosfera, representado pela equação (2.10), é realizado por circulações com diferentes escalas espaciais e temporais. Assim, estatisticamente, o transporte meridional de energia pode decompor-se no transporte pela média zonal da circulação meridional e no transporte pelos desvios em relação à média zonal. Este último pode ainda dividir-se no transporte pelas componentes transientes e estacionárias.

A grande variabilidade espacial e temporal da circulação atmosférica limita a sua compreensão para diferentes escalas e para períodos mais alargados. Na larga escala, a circulação atmosférica apresenta algumas regularidades, no entanto, na escala regional, surgem anomalias que é necessário quantificar e analisar. A decomposição estatística do transporte de energia nas diferentes estruturas da circulação permite ultrapassar parte destas dificuldades, quando se consideram médias mensais, sazonais ou anuais (Peixoto & Oort 1992).

Representando por X uma forma de energia incluída na equação (2.5), a média temporal do fluxo meridional de X pode ser decomposta no transporte pelas componentes médias e pela covariância, como se segue

$$\overline{vX} = \overline{v}\overline{X} + \overline{v'X'} \quad (2.11)$$

onde $\overline{(\quad)}$ e $(\quad)'$, representam respetivamente a média temporal e o desvio em relação à média temporal (*i.e.* $X' = X - \overline{X}$).

Considerando a média zonal da média temporal do transporte, obtemos

$$[\overline{vX}] = [\overline{v}][\overline{X}] + [\overline{v'X'}] \quad (2.12)$$

onde $[\]$ e $()^*$ representam respectivamente a média zonal e o desvio em relação à média zonal (*i.e.* $X^* = X - [X]$). Neste trabalho, consideraram-se médias mensais calculadas para cada mês de cada ano. Assim, os eddies estacionários representam os desvios da média mensal, em cada ponto, relativamente à média zonal das médias mensais, e os eddies transientes representam os desvios em cada instante e em cada ponto relativamente à média mensal nesse ponto.

Os termos no lado direito da expressão (2.12) representam o fluxo pela circulação meridional média, pelos eddies estacionários e pelos eddies transientes, respectivamente. Aplicando a decomposição anterior ao transporte das diferentes formas de energia, obtém-se

$$\begin{aligned} \left[\overline{v(c_p T + gz + Lq + K)} \right] &= c_p \left[\overline{v'T'} \right] + c_p \left[\overline{v^* \bar{T}^*} \right] + c_p \left[\overline{v} \right] \left[\overline{\bar{T}} \right] \\ &+ g \left[\overline{v'z'} \right] + g \left[\overline{v^* \bar{z}^*} \right] + g \left[\overline{v} \right] \left[\overline{\bar{z}} \right] \\ &+ L_v \left[\overline{v'q'} \right] + L_v \left[\overline{v^* \bar{q}^*} \right] + L_v \left[\overline{v} \right] \left[\overline{\bar{q}} \right] \\ &+ \frac{1}{2} \left[\overline{v'^2} \right] + \left[\left(\overline{v^*} \right)^2 \right] + \left[\overline{v} \right]^2, \end{aligned} \quad (2.13)$$

onde se substituiu a quantidade X por cada uma das componentes da energia atmosférica.

Os mecanismos de transporte de energia variam em cada região de acordo com as estruturas que constituem a circulação atmosférica e com a distribuição dos campos das diferentes propriedades atmosféricas. Apresenta-se, em baixo, a descrição do transporte meridional de energia pela circulação meridional média, pelos eddies transientes e pelos eddies estacionários, de acordo com a literatura.

Transporte de energia pela circulação meridional média

A circulação meridional média é dominada pela célula de Hadley, na qual, junto ao equador, ar quente ascende, desloca-se pelos níveis superiores da troposfera em direção ao hemisfério de inverno, arrefece durante a sua deriva em direção aos polos e mergulha sobre os sistemas de altas pressões subtropicais (Hartmann 1994). No ramo descendente, o aquecimento do ar por subsidência (compressão adiabática) sobre as

altas pressões subtropicais contraria a ocorrência de condensação, resultando numa atmosfera relativamente livre de nuvens e em regiões de muito pouca precipitação. A relativa ausência de nuvens implica maior arrefecimento radiativo. Assim, nas regiões subtropicais, o arrefecimento radiativo é balanceado pela subsidência de ar (Randall 2015). O aquecimento diabático nas latitudes equatoriais e o arrefecimento nos subtropicais é o principal mecanismo de transporte nas regiões tropicais (Trenberth & Stepaniak 2003b). Uma vez que nas latitudes tropicais a maior parte da humidade se encontra nos níveis inferiores da troposfera, o transporte de calor latente é feito pelo braço inferior da circulação, em direção ao equador. A conversão de calor latente em calor sensível durante os processos de condensação na região de convergência inter-tropical, funciona também como feedback positivo para a circulação termicamente direta (Trenberth & Stepaniak 2003b). Por outro lado, na troposfera, a temperatura diminui com a altitude, por isso, a maior contribuição para o transporte de calor sensível pela célula de Hadley ocorre na baixa troposfera em direção ao equador. O ar quente transportado em direção ao equador ascende nas latitudes mais baixas, adquirindo energia potencial que é depois transportada pelos níveis superiores da troposfera, em direção aos subtropicais. O transporte de energia estática seca (i.e., soma do transporte de calor sensível e de energia potencial) é, no entanto, feito em direção aos polos. Desta forma, existe um cancelamento quase total entre o transporte de energia estática seca e o transporte de calor latente nas regiões tropicais. Ainda assim, na média vertical, o transporte de energia estática húmida (i.e., soma do transporte de energia estática seca e do calor latente) é em direção aos polos (Masuda 1988; Marshal & Plumb 2008; Yang et al. 2015). O quase cancelamento do transporte meridional de energia estática húmida nas regiões tropicais reduz o transporte de energia total para valores inferiores aos das latitudes médias, onde o transporte é dominado pelos eddies transientes e estacionários (Oort 1971).

Entre 30° e 60°N, encontra-se a célula de Ferrel, que, contrariamente à célula de Hadley, tem sentido de circulação termicamente indireto. Esta célula de circulação representa uma pequena porção do fluxo total de energia atmosférica e é induzida pela convergência de fluxos de momento dos eddies baroclínicos (Hartmann 1994).

Transporte de energia pelos eddies transientes e estacionários

Nas latitudes subtropicais, a média zonal do vento zonal atinge valores máximos, devido à conservação do momento angular na deriva meridional associada à circulação de Hadley, formando-se a corrente de jato subtropical. O vento na região subtropical e nas latitudes extratropicais é aproximadamente geostrófico e apresenta forte gradiente vertical, devido ao balanço do vento de temperatura. O intenso gradiente vertical do vento, associado ao intenso gradiente horizontal de temperatura, traduz a elevada disponibilidade de energia para a geração de perturbações à corrente média zonal, i.e., caracteriza a presença de forte instabilidade baroclínica. Assim, o escoamento meridional associado à célula de Hadley é interrompido, sendo o transporte meridional de energia e de momento zonal em direção ao polo, a partir das latitudes subtropicais, dominado pelos eddies baroclínicos transientes e estacionários.

Os eddies transientes, normalmente representados pelos sistemas sinóticos de altas e baixas pressões, são os principais agentes de transporte de momento, calor e humidade nestas latitudes, embora durante o inverno do HN, os eddies estacionários realizem cerca de metade do total do transporte de energia (Trenberth & Stepaniak 2003b). A energia para o movimento dos eddies resulta da conversão de energia potencial disponível em energia cinética nos processos que se geram pela instabilidade baroclínica. Quanto maior o gradiente meridional de temperatura entre as latitudes equatoriais e o polo, maior será a baroclinicidade.

Na escala planetária, encontram-se estruturas quase-estacionárias resultantes de variações longitudinais de características da superfície e do campo de aquecimento, como são exemplo as ondas de Rossby. A geração de ondas planetárias estacionárias está associada à presença de cadeias montanhosas, como os Himalaias e as montanhas Rochosas, mas também à presença de elevados contrastes térmicos entre superfícies continentais e oceânicas. Os contrastes térmicos e da topografia na direção zonal são mais evidentes no HN do que no HS, sendo a amplitude das ondas planetárias estacionárias maior no primeiro caso do que no segundo (Graversen et al. 2008). Em alguns casos, as ondas planetárias amplificam e acabam por quebrar, dando origem a eddies transientes.

2.3. Interação Troposfera-Estratosfera

A dinâmica da circulação estratosférica é forçada pela propagação vertical de ondas geradas na troposfera (Andrews et al. 1987). Por outro lado, anomalias da circulação estratosférica podem, por vezes, progredir até à superfície (Baldwin & Dunkerton 2001). O acoplamento entre a variabilidade das circulações troposférica e estratosférica poderá influenciar o transporte meridional de energia. A forma como as anomalias da circulação estratosférica se propagam, as suas causas e influências, tem sido tema de ampla discussão na comunidade científica. Como referido no Capítulo 1, a variabilidade da circulação atmosférica extratropical é dominada pelos modos anulares (no HN designados pela sigla inglesa NAM, e à superfície também por oscilação ártica com a sigla AO). Na troposfera, junto à superfície, o NAM/AO descreve variações da pressão de dado sinal sobre as latitudes médias e de sinal contrário sobre as regiões polares. Na estratosfera, os modos anulares descrevem variações da intensidade do vórtice polar estratosférico. Durante a estação fria (novembro a abril), na estratosfera polar, forma-se um vórtice intenso, com ventos de oeste. Na primavera, devido ao aquecimento através do topo do vórtice pela radiação solar, o vórtice desacelera e, durante o verão, o fluxo zonal médio inverte-se passando a ser de leste.

Na baixa estratosfera, junto à tropopausa, quando o vórtice estratosférico se encontra mais intenso, o gradiente vertical do vento zonal médio é positivo (Karami et al. 2015). Pela análise da relação do vento térmico, um gradiente vertical do vento zonal médio positivo e mais intenso implica um aumento do gradiente meridional de temperatura, com temperaturas mais altas nas latitudes mais baixas e temperaturas mais baixas nas latitudes mais altas. Consequentemente, o jato polar e a trajetória dos sistemas de tempo de escala sinótica deslocam-se para latitudes mais elevadas.

Por outro lado, a intensidade do vórtice polar controla a propagação vertical das ondas planetárias de Rossby da troposfera para a estratosfera (Andrews et al. 1987). Este facto pode ser explicado pela teoria linear de propagação de ondas, aplicada às ondas planetárias pela primeira vez por Charney e Drazin (1961). Charney e Drazin (1961) demonstraram que a propagação de ondas planetárias para a estratosfera só acontece quando os ventos zonais médios são de oeste (positivos) e não excedem a

velocidade crítica de Rossby (U_c). A velocidade crítica de Rossby está dependente do número de onda, e assim, apenas as ondas de maior escala poderão propagar-se da troposfera para estratosfera. Quando o vórtice estratosférico se encontra mais intenso, as ondas de Rossby planetárias que se propagam da troposfera para a estratosfera, podem ser refratadas para as baixas latitudes, ou serem refletidas (Karami et al. 2015; Perlwitz & Harnik 2003). Como consequência, estas ondas podem interferir com o fluxo troposférico, alterando-o. A refração das ondas planetárias depende do índice de refração da circulação média zonal, dado por

$$n_k^2(y, z) = \frac{1}{([u] - c_x)} \frac{\partial [P_v]}{\partial y} - k^2 - \frac{f^2}{4HN^2} \quad (2.14)$$

onde $[P_v]$, $[u]$, c_x , k , N , H , $f = 2\Omega \sin \phi$, são respetivamente, a média zonal da vorticidade potencial, média zonal da componente zonal do vento, velocidade de fase de propagação das ondas, número de onda zonal, frequência de Brunt-Väisälä, escala vertical e, parâmetro de Coriolis.

Capítulo 3

Dados e Métodos

3.1. Dados

Como já foi referido, este trabalho analisa o transporte meridional de energia na atmosfera, representado nas reanálises ERA-Interim, produzidas pelo European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). No estudo foram consideradas as seguintes variáveis: temperatura (T), humidade específica (q), geopotencial (Z), componentes meridional (v) e zonal da velocidade do vento (u), e pressão à superfície (p_s). O intervalo de amostragem dos dados é de 6 horas em 6 horas, com uma resolução horizontal de 1.5° (latitude) \times 1.5° (longitude) em 37 níveis de pressão (entre 1000 hPa e 1 hPa), no período compreendido entre 1 de janeiro de 1979 e 31 de dezembro de 2012. Também se utilizaram dados de médias mensais das médias diárias para a radiação solar (TSR) e térmica (TTR) no topo da atmosfera, onde se escolheu a opção do prognóstico 00h-> +12h, por este representar a melhor estimativa para o balanço de radiação no topo da atmosfera (Dee et al. 2011).

As reanálises ERA-Interim apresentam uma qualidade superior às anteriores reanálises ERA-40; no entanto, continuam a persistir alguns problemas transversais aos produtos de análises e reanálises (Berrisford et al. 2011). Quando se fazem estudos do fluxo horizontal de energia, um dos problemas que surge é a não conservação da massa atmosférica. A origem desta não conservação são os erros introduzidos durante os processos de assimilação e de discretização temporal dos dados das reanálises. Por exemplo, a tendência da pressão à superfície $\partial p_s / \partial t$, calculada através do integral vertical

da divergência do vento horizontal na equação da continuidade, é não nula, mesmo na escala climática, levando a um fluxo de massa não nulo através do equador, na média interanual (Berrisford et al. 2011). Esse fluxo médio de massa é obviamente um erro devido à não conservação da massa na equação da continuidade. Os erros na divergência do vento horizontal produzem também erros no transporte de energia. Seguindo Chiodo e Haimberger (2010), o efeito da tendência da pressão à superfície pode ser compreendido calculando a divergência horizontal do transporte de energia, integrado numa coluna de atmosfera, \mathcal{T}_E ,

$$\begin{aligned}\bar{\nabla} \cdot \mathcal{T}_E &= \frac{1}{g} \int_0^{p_s} \bar{\nabla} \cdot \mathcal{H} \bar{v} dp \\ &= \frac{1}{g} \int_0^{p_s} \mathcal{H} \bar{\nabla} \cdot \bar{v} dp + \frac{1}{g} \int_0^{p_s} \bar{v} \cdot \bar{\nabla} \mathcal{H} dp\end{aligned}\quad (3.1)$$

Utilizando a equação da continuidade, $\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)_p + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0$ obtém-se

$$\bar{\nabla} \cdot \mathcal{T}_E = -\frac{1}{g} \int_0^{p_s} \mathcal{H} \frac{\partial \omega}{\partial p} dp + \frac{1}{g} \int_0^{p_s} \bar{v} \cdot \bar{\nabla} \mathcal{H} dp \quad (3.2)$$

onde ω é a velocidade vertical em coordenadas isobáricas. Finalmente, a divergência de \mathcal{T}_E pode tomar a seguinte forma

$$\bar{\nabla} \cdot \mathcal{T}_E = -\tilde{\mathcal{H}} \frac{1}{g} \frac{\partial p_s}{\partial t} + \frac{1}{g} \int_0^{p_s} \bar{v} \cdot \bar{\nabla} \mathcal{H} dp + \varepsilon \quad (3.3)$$

onde $\bar{(\quad)}$ representa a média vertical na pressão, p_s é a pressão à superfície e ε é um termo pequeno devido à covariância entre \mathcal{H} e $\bar{\nabla} \cdot \bar{v}$. O primeiro termo no lado direito da equação (3.3), representa a contribuição da divergência de massa para a divergência do transporte de energia. Contribuições espúrias para a tendência da pressão à superfície devem, portanto, ser corrigidas no cálculo do transporte de energia.

3.2. Correção do Efeito dos Erros na Divergência do Fluxo de Massa

Seguindo um método análogo ao de Mayer e Haimberger (2012), a correção do efeito dos erros da divergência do fluxo de massa baseia-se na integração da equação da continuidade no volume, V , de atmosfera, definido pela superfície vertical que se estende da superfície do globo até ao topo da atmosfera, ao longo de um paralelo à latitude φ (parte da superfície de um cone, com vértice no centro da Terra). Passaremos a designar esta superfície por S_φ .

Pelo teorema da divergência, o fluxo de massa no volume V de atmosfera, a norte da latitude φ , é dado pelo simétrico do fluxo (positivo para norte) que atravessa a superfície S_φ

$$\begin{aligned} \iiint_V \bar{\nabla} \cdot (\rho \bar{V}) dV &= - \iint_{S_\varphi} \rho v dA = -a \cos \varphi \int_0^{2\pi} \int_{z_s}^{\infty} \rho v dz d\lambda \\ &= -\frac{a}{g} \cos \varphi \int_0^{2\pi} \int_0^{p_s} v dp d\lambda, \end{aligned} \quad (3.4)$$

onde z_s representa a topografia.

Utilizando a equação da continuidade, $\partial \rho / \partial t + \bar{\nabla} \cdot (\rho \bar{V}) = 0$, o integral de volume (i.e., primeiro integral da equação (3.4)) toma a seguinte forma

$$\begin{aligned} \iiint_V \bar{\nabla} \cdot (\rho \bar{V}) dV &= \iiint_V -\frac{\partial \rho}{\partial t} dV = \iint_{S_\varphi} \int_{z_s}^{\infty} -\frac{\partial \rho}{\partial t} dz ds = \\ &= - \iint_{S_\varphi} \left(\frac{\partial}{\partial t} \int_{z_s}^{\infty} \rho dz \right) ds \end{aligned} \quad (3.5)$$

Finalmente, utilizando a equação hidrostática obtém-se

$$\begin{aligned} \iiint_V \bar{\nabla} \cdot (\rho \bar{V}) dV &= - \iint_{S_\varphi} \left(\frac{\partial}{\partial t} \int_0^{p_s} \frac{dp}{g} \right) ds = - \iint_{S_\varphi} \frac{1}{g} \frac{\partial p_s}{\partial t} ds \\ &= -\frac{a^2}{g} \int_\varphi^{\pi/2} \int_0^{2\pi} \frac{\partial p_s}{\partial t} \cos \varphi' d\lambda d\varphi' \end{aligned} \quad (3.6)$$

Igualando os resultados dos desenvolvimentos feitos em (3.4) e (3.6), resulta

$$\begin{aligned}
-\frac{a}{g} \cos \varphi \int_0^{2\pi} \int_0^{p_s} v dp d\lambda &= -\frac{a^2}{g} \int_0^{\pi/2} \int_0^{2\pi} \frac{\partial p_s}{\partial t} \cos \varphi' d\lambda d\varphi' \\
\Leftrightarrow \cos \varphi \left[\int_0^{p_s} v dp \right] - a \int_{\varphi}^{\pi/2} \frac{\partial [p_s]}{\partial t} \cos \varphi' d\varphi' &= 0
\end{aligned} \tag{3.7}$$

onde [] representa a média zonal.

Se o campo da velocidade meridional não satisfizer a equação da continuidade, então deverá ser corrigido por uma quantidade v' , sendo a velocidade corrigida dada por

$$v_c = v + v' \tag{3.8}$$

Substituindo a expressão (3.8) na equação (2.10) obtém-se a seguinte equação para o transporte de energia através da superfície S_{φ}

$$T = \frac{a \cos \varphi}{g} \int_0^{2\pi} \int_0^{p_s} v \mathcal{H} dp d\lambda + \frac{a \cos \varphi}{g} \int_0^{2\pi} \int_0^{p_s} v' \mathcal{H} dp d\lambda \tag{3.9}$$

Admitindo que o erro v' , da velocidade meridional não está correlacionado com a distribuição de \mathcal{H} , ou que terá uma covariância muito pequena, a equação (3.9) pode escrever-se na forma

$$T \cong \frac{a \cos \varphi}{g} \int_0^{2\pi} \int_0^{p_s} v \mathcal{H} dp d\lambda + \frac{a \cos \varphi}{g} \{ \mathcal{H} \} \int_0^{2\pi} \int_0^{p_s} v' dp d\lambda \tag{3.10}$$

onde $\{ \mathcal{H} \} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{1}{p_s} \int_0^{p_s} \mathcal{H} dp d\lambda$ e $\{ \}$ representa a média vertical de \mathcal{H} ponderada pela massa na superfície S_{φ} . Por outro lado, substituindo v por $v + v'$, na equação (3.7), obtém-se

$$\cos \varphi \left[\int_0^{p_s} (v + v') dp \right] - a \int_{\varphi}^{\pi/2} \frac{\partial [p_s]}{\partial t} \cos \varphi' d\varphi' = 0 \tag{3.11}$$

Note-se que a equação (3.7) só é válida quando se considera a velocidade corrigida, isto é, quando a equação da continuidade é satisfeita. Resolvendo (3.11) em ordem ao termo de correção, resulta que

$$\cos \varphi \left[\int_0^{p_s} v' dp \right] = a \int_{\varphi}^{\pi/2} \frac{\partial [p_s]}{\partial t} \cos \varphi' d\varphi' - \cos \varphi \left[\int_0^{p_s} v dp \right] \tag{3.12}$$

Finalmente, substituindo (3.12) em (3.10), o transporte meridional de energia corrigido será dado por

$$T_c = \frac{a \cos \varphi}{g} \int_0^{2\pi} \int_0^{p_s} v \mathcal{H} dp d\lambda + \frac{2\pi a \cos \varphi}{g} \{ \mathcal{H} \} \langle v' \rangle \quad (3.13)$$

$$\text{onde } \langle v' \rangle = \frac{a}{\cos \varphi} \int_{\varphi}^{\pi/2} \frac{\partial [p_s]}{\partial t} \cos \varphi' d\varphi' - \left[\int_0^{p_s} v dp \right]$$

O transporte de energia e o termo de correção foram calculados separadamente para cada um dos termos de \mathcal{H} . Obteve-se assim o transporte corrigido para as diferentes formas de energia na atmosfera (calor latente, calor sensível, energia potencial e energia cinética), com uma resolução temporal de 6 em 6 horas. Com base nesses valores, foram calculadas diferentes estatísticas, como por exemplo, médias diárias, mensais, sazonais, anuais e climatológicas (período 1979-2012).

A importância da correção do erro da divergência do fluxo de massa no cálculo do transporte meridional de energia, pode ser apreciada indiretamente, fazendo o cálculo do transporte total de massa da atmosfera através da superfície S_φ . O transporte por unidade de comprimento zonal é dado por

$$T_M = \frac{1}{2\pi g} \cos \varphi \int_0^{2\pi} \int_0^{p_s} v dp d\lambda \quad (3.14)$$

A média climatológica do fluxo de massa, calculado diretamente pela equação (3.14) e respeitante ao período 1979-2012 das reanálises ERA-Interim, está representada pela curva vermelha a cheio na figura 4. Ora, na média climatológica, a massa a norte de qualquer superfície S_φ deve ser constante e, portanto, a climatologia do fluxo de massa deveria ser nula. Calculando o transporte corrigido usando a equação (3.13), com $\mathcal{H}=1$, obtém-se um transporte praticamente nulo em todas as latitudes (ver curva azul na figura 4), mostrando que o método de correção funciona corretamente. O valor não corrigido do fluxo de massa através do equador é igual a $71 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ para sul, enquanto que o valor corrigido dá um fluxo nulo ($< 0.005 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), sendo mais pequeno do que o valor corrigido ($< 0.1 \text{ kg m s}$) calculado por Mayer e Haimberger (2012).

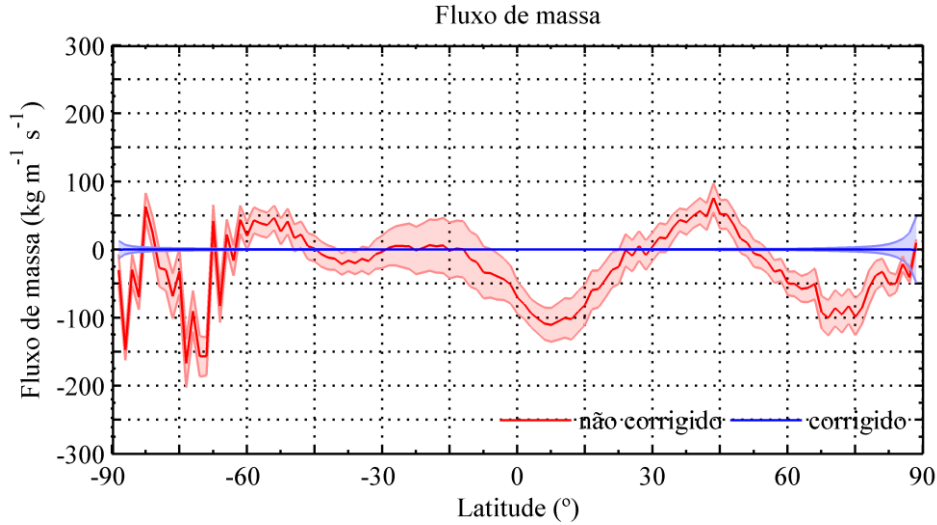


Figura 4: Fluxo meridional de massa com correção (curva azul) e sem correção (curva vermelha), para as reanálises ERA-Interim no período 1979-2012. Valores apresentados em unidades de $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$. O sombreado que acompanha as curvas, representa o desvio-padrão σ das médias anuais.

Os valores corrigidos da climatologia anual do fluxo de massa são praticamente nulos e não devem causar surpresa. De facto, o cálculo do fluxo de massa, usando a equação (3.13) e fazendo $\mathcal{H} = 1$, é equivalente ao cálculo do fluxo massa usando a equação (3.6) e o teorema da divergência. Ora, pela equação (3.6), a média temporal do fluxo de massa, num período Δt , corresponde à diferença entre os valores finais e iniciais da pressão à superfície, integrada na área a norte da latitude φ , e dividida por Δt . Assim, quanto maior for Δt , mantendo-se os erros nos integrais mais ou menos constantes, menor será o erro no valor médio. Por outro lado, o facto da climatologia do transporte não corrigido não ter valores nulos mostra que existem erros sistemáticos. A importância da correção pode ser melhor avaliada comparando a dispersão (σ) das médias anuais dos transportes corrigido e não corrigido, representada pelo sombreado que acompanha as curvas das médias climatológicas.

3.3. Integração Vertical

Uma vez que as variáveis em estudo são dadas em níveis isobáricos, é necessário, para efeitos de cálculo do integral vertical do transporte meridional de energia, considerar a topografia da superfície eliminando valores artificiais que aparecem abaixo da superfície. Para isso, aplicou-se aos dados um formalismo semelhante ao desenvolvido por (Boer 1982), e que se descreve em seguida.

Considere-se uma variável meteorológica X , definida num dado ponto (λ, ϕ, p) e para um determinado instante. Se este ponto se situa próximo da superfície, é provável que para certos intervalos de tempo, p_s seja menor do que p (pressão num dado nível isobárico das reanálises). Nesses casos, a variável X não tem um valor real, correspondendo a uma extrapolação artificial para debaixo de terra. De forma a considerar a variável X definida em todos os níveis de pressão, é necessário criar uma variável β que delimite a topografia, definida nos mesmos instantes de X , e que será zero quando se encontra debaixo de terra. A variável β é definida pelas seguintes condições

$$\beta_n = \begin{cases} 1, & p_n \leq p_s \\ 0, & p_n > p_s \end{cases} \quad (3.15)$$

onde $n=1,2,\dots,N$, indica o índice dos níveis isobáricos. Nas reanálises ERA-Interim o índice $n=1$, corresponde a 1 hPa e $n=N$, corresponde a $p_0=1000$ hPa.

O integral vertical nos termos do transporte meridional de energia e nos termos de correção, foi calculado pela regra dos trapézios

$$\{\beta X\} = \frac{1}{g} \int_0^{p_s} \beta X dp = \frac{1}{g} \sum_{n=1}^{N-1} \frac{\beta_{n+1} X_{n+1} + \beta_n X_n}{2} \Delta p_n + (\{\beta X\})_c \quad (3.16)$$

onde $\Delta p_n = p_{n+1} - p_n$, e $(\{\beta X\})_c$ representa a correção da primeira camada acima da superfície.

No caso em que a pressão à superfície é maior do que 1000 hPa, o termo de correção é positivo e é dado por

$$(\{\beta X\})_c = \frac{\beta_N X_N + \beta_{N-1} X_{N-1}}{2} (p_s - p_N) \quad (3.17)$$

Quando $p_n < p_s \leq p_{n+1}$ o termo $(\{\beta X\})_c$ é negativo e faz uma correção da fração da camada que se encontra debaixo de terra.

$$(\{\beta X\})_c = \frac{\beta_n X_n + \beta_{n+1} X_{n+1}}{2} (p_s - p_{n+1}) \quad (3.18)$$

A correção anterior permite que o integral vertical seja calculado com maior precisão do que no caso da formulação de Boer (1982), onde se consideram os limites de integração fixos.

3.4. Decomposição do Transporte Meridional de Energia na Circulação Média, e nos Eddies Transientes e Estacionários

Para além do cálculo do transporte meridional das várias formas de energia por todas as circulações atmosféricas, fez-se também o cálculo da sua decomposição nos diferentes tipos de circulação (i.e., circulação média, eddies transientes e estacionários). Neste caso, não se corrigiram os efeitos devidos aos erros na divergência do fluxo de massa, uma vez que a decomposição estatística da circulação se aplica em cada nível isobárico e tem em conta a dependência com a longitude, ao contrário do método de correção descrito na secção anterior, que se aplica ao transporte total integrado sobre a superfície S_φ .

A decomposição do transporte total de energia nas componentes de transporte pela circulação meridional média, eddies transientes e eddies estacionários, seguiu a metodologia de Boer (1982), aplicada em cada nível isobárico,

$$\left[\overline{\beta XY} \right] = \left[\overline{\beta} \right] \left[\overline{X} \right]_R \left[\overline{Y} \right]_R + \left[\overline{\beta X^* Y^*} \right] + \left[\overline{\beta X' Y'} \right] \quad (3.19)$$

onde os índices R , os asteriscos e as plicas indicam, respetivamente, médias representativas, desvios às médias zonais e às médias temporais. A definição das médias e dos desvios é dada na tabela 1.

De acordo com Trenberth e Solomon (1994), para obter o valor de cada componente do transporte integrado ao longo da vertical, considerando toda a massa da atmosfera, deve definir-se um nível fictício, p_{00} , que se encontre sempre debaixo de terra e onde β será sempre zero. Neste trabalho seguiu-se um método diferente, não sendo necessário definir um nível artificial para poder incluir toda a massa da atmosfera. De facto, integrando o membro esquerdo da equação (3.19) entre $p_{00} > p_s$ e o topo da atmosfera e trocando a ordem da integração, obtêm-se as seguintes igualdades

$$\int_0^{p_{00}} [\overline{\beta XY}] dp = \left[\int_0^{p_{00}} \beta XY dp \right] = \left[\int_0^{p_s} XY dp \right] \quad (3.20)$$

pois para $p > p_s$, $\beta = 0$.

Considerando a decomposição (3.19), o integral será dado por três termos

$$\int_0^{p_{00}} [\overline{\beta XY}] dp = \int_0^{p_{00}} [\overline{\beta}] [\overline{X}]_R [\overline{Y}]_R dp + \int_0^{p_{00}} [\overline{\beta X^* Y^*}] dp + \int_0^{p_{00}} [\overline{\beta X' Y'}] dp \quad (3.21)$$

Trocando as ordens de integração, obtém-se

$$\left[\int_0^{p_s} XY dp \right] = \int_0^{p_{00}} [\overline{\beta}] [\overline{X}]_R [\overline{Y}]_R dp + \left[\int_0^{p_{00}} \overline{\beta X^* Y^*} dp \right] + \left[\int_0^{p_s} X' Y' dp \right] \quad (3.22)$$

Definindo $[\overline{p_s}]_R$ como o maior valor de pressão para a qual $[\overline{\beta}] \neq 0$, e $\overline{p_{sR}}$ como o maior valor de pressão no ponto (φ, λ) , com $\overline{\beta} \neq 0$, os integrais na equação (3.22) serão iguais a

$$\left[\int_0^{p_s} XY dp \right] = \int_0^{[\overline{p_s}]_R} [\overline{\beta}] [\overline{X}]_R [\overline{Y}]_R dp + \left[\int_0^{\overline{p_{sR}}} \overline{\beta X^* Y^*} dp \right] + \left[\int_0^{p_s} X' Y' dp \right] \quad (3.23)$$

Os valores de $[\overline{p_s}]_R$ e $\overline{p_{sR}}$ foram estimados da seguinte forma: considerando β no nível 1000 hPa, calculou-se $[\overline{p_s}]_R$ de acordo com a fórmula da tabela 1.

Tabela 1: Sumário dos termos estatísticos

| Tipo de média | Média representativa | Decomposição de X | Desvio em relação à média |
|------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------|------------------------------------------------------|
| Temporal | $\overline{X}^R = \begin{cases} \overline{\beta X} / \overline{\beta}, & \overline{\beta} \neq 0 \\ \overline{X}, & \overline{\beta} = 0 \end{cases}$ | $X = \overline{X}^R + X'$ | $X' = X - \overline{X}^R$ |
| Zonal | $[X]_R = \begin{cases} [\beta X] / [\beta], & [\beta] \neq 0 \\ [X], & [\beta] = 0 \end{cases}$ | $X = [X]_R + X^*$ | $X^* = X - [X]_R$ |
| Temporal e zonal | $[\overline{X}]_R = \begin{cases} [\overline{\beta X}] / [\overline{\beta}], & [\overline{\beta}] \neq 0 \\ [\overline{X}], & [\overline{\beta}] = 0 \end{cases}$ | $X = [\overline{X}]_R + \overline{X}^* + X'$ | $\overline{X}^* = \overline{X}^R - [\overline{X}]_R$ |

Para cada ponto (φ, λ) determinou-se o nível mais baixo (maior pressão), p_n , em que $\bar{\beta} \neq 0$. Considerando os valores de β no nível n e no ponto (φ, λ) , determinou-se \bar{p}_{sR} pela respetiva fórmula dada na tabela 1.

O cálculo numérico dos integrais verticais em (3.23) foi feito pela regra dos trapézios, tal como em (3.17), e nos termos de correção utilizaram-se as médias representativas correspondentes aos limites de integração.

3.5. Índice da Oscilação Ártica e da Intensidade do Vórtice Polar Estratosférico

A análise em componentes principais mostra que a variabilidade da circulação extratropical à superfície, a norte de 20°N, é dominada pelo padrão da oscilação ártica (ver figura 3), caracterizada pela oscilação da massa atmosférica entre as regiões polares e as latitudes médias (Thompson & Wallace 1998). Estas oscilações parecem estar associadas à variabilidade do vórtice estratosférico polar. De facto, o padrão de regressão da circulação estratosférica sobre a primeira componente principal da pressão à superfície mostra um padrão que corresponde a flutuações da intensidade do vórtice (Thompson & Wallace 1998). Segundo Baldwin e Dunkerton (2001), a associação entre o vórtice estratosférico polar e a oscilação ártica traduz uma influência da estratosfera sobre a circulação troposférica, que se manifesta nos índices dos modos anulares, i.e., na primeira componente principal calculada em cada nível isobárico. Neste trabalho, é analisada a relação entre a variabilidade da oscilação ártica e do vórtice estratosférico polar com a variabilidade do transporte meridional de energia. Os índices da oscilação ártica e da intensidade do vórtice polar foram calculados por uma Análise de Componentes Principais (PCA), seguindo o método proposto por Baldwin e Dunkerton (2001). A implementação deste método fez-se como se segue:

1. A partir dos dados do geopotencial aos níveis de 1000 hPa e de 50 hPa, disponíveis em intervalos de 6 h, calcularam-se as suas médias diárias. Obteve-se o ciclo anual climatológico com resolução diária, em cada ponto, calculando a média interanual (período de 1979-2012) para cada dia do ano, aplicando-lhe uma média móvel de

45 dias (este processo é equivalente à aplicação de um filtro passa-baixas). Utilizando o ciclo climatológico, calcularam-se as anomalias do geopotencial ponderadas pela área de cada célula da grelha. A ponderação foi feita multiplicando cada anomalia, à latitude φ , por $\sqrt{\cos(\varphi)}$.

2. Para a análise por PCA aos campos do geopotencial, aplicou-se uma média móvel de 91 dias às anomalias diárias do geopotencial e retirou-se a tendência linear. Depois selecionaram-se os dias correspondentes aos meses de novembro a abril e determinaram-se as funções ortogonais empíricas (EOFs) do geopotencial aos níveis de 1000 hPa e de 50 hPa. Por fim, projetou-se a matriz das anomalias diárias originais, sem suavização, sobre o campo da 1ª EOF do geopotencial, de modo a obter o índice de variabilidade temporal da circulação (Índice diário do NAM).

Capítulo 4

Resultados e Discussão

4.1. Climatologia do Transporte de Energia pela Circulação Atmosférica

Os perfis climatológicos da média zonal do transporte de energia são, muitas vezes, mostrados na literatura para explicar como é efetuado o transporte de energia atmosférica das latitudes equatoriais para as latitudes polares (e.g., Masuda 1988; Peixoto & Oort 1992; Trenberth & Solomon 1994). Nesta secção, apresentam-se os perfis climatológicos para o transporte de energia total, calor sensível, calor latente e energia potencial, obtidos a partir dos dados das reanálises ERA-Interim do ECMWF

4.1.1. Transporte Meridional de Energia Total

A figura 5 mostra os perfis climatológicos da média zonal do transporte de energia total integrado verticalmente (soma da energia potencial, calor latente, calor sensível e energia cinética), com e sem correção do fluxo de massa, para o período 1979-2012. A incerteza associada aos perfis corresponde a um desvio-padrão, σ , sendo representada na figura pelo sombreado que acompanha as curvas. O desvio-padrão, foi calculado para cada latitude a partir dos desvios dos valores médios anuais em relação à média climatológica.

A análise da figura 5 permite perceber que o transporte de energia total é feito das latitudes tropicais para as latitudes polares, uma vez que os valores positivos (negativos) indicam que o transporte é em direção ao norte (sul). O transporte de energia total

atinge o seu máximo por volta de 40° de latitude em ambos os hemisférios, tanto para o caso em que este é corrigido, como para o caso em que não se aplicou a correção ao fluxo de massa. O valor máximo do transporte diminui quando é aplicada a correção, passando de 5.1 ± 0.4 PW para 4.5 ± 0.1 PW no HN; e de -5.2 ± 0.3 PW para -5.0 ± 0.2 PW no HS (sendo as incertezas dadas por 2σ). Verifica-se também uma diminuição do fluxo de energia através do equador, que passou de -1.4 ± 0.8 PW no caso sem correção, para -0.4 ± 0.1 PW no caso com correção, o que representa uma redução considerável da interação média entre o HN e o HS. A figura 5 compara muito bem com a figura 1 de Mayer e Haimberger (2012).

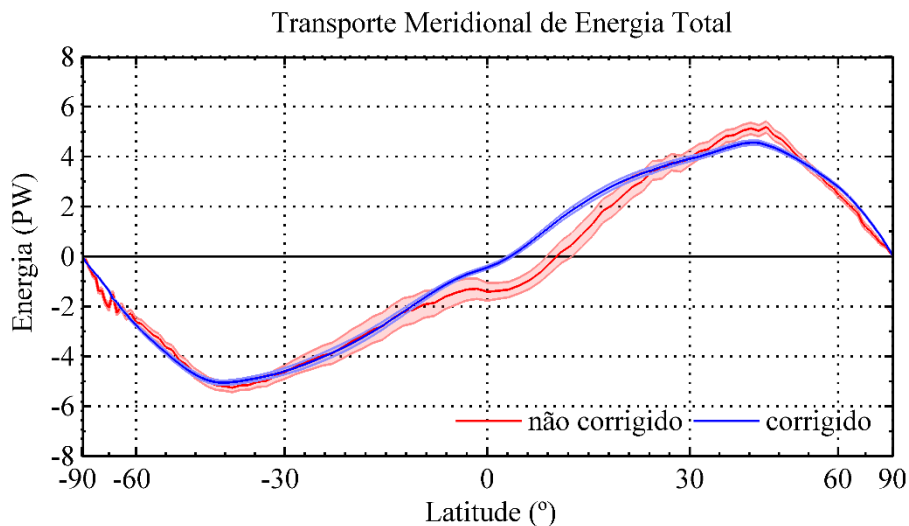


Figura 5: Perfil médio zonal do transporte meridional de energia total, integrado verticalmente, com correção (azul) e sem correção (vermelho) no período de 1979 a 2012. As bandas sombreadas representam um desvio padrão das médias anuais do transporte. As unidades são Petawatts ($1 \text{ PW} = 1 \times 10^{15} \text{ W}$) e o eixo horizontal é proporcional ao seno da latitude.

Um outro aspecto a realçar na figura 5 é a diminuição da variância temporal, quando é aplicada a correção (principalmente nas latitudes tropicais) e também a suavização da curva do transporte nas latitudes mais elevadas do HS e nas latitudes médias do HN.

Na tabela 2, é feita uma comparação entre os valores obtidos com o método de correção ao transporte de energia proposto neste trabalho, e os valores obtidos pelo método de correção direta proposto por Mayer e Haimberger (2012), que utilizaram dados das reanálises ERA-Interim para o período de 1989 e 2009, e ERA-40 para o período de 1989-2000. A comparação é efetuada apenas para as reanálises ERA-Interim, no período compreendido entre 1989 e 2009. A incerteza dos valores apresentados é

de dois desvios padrão (2σ). Comparando as estimativas do transporte de energia obtidas por Mayer e Haimberger (2012) com as obtidas neste trabalho, é possível constatar que os valores relativos aos fluxos equatoriais (FE) estão muito próximos um do outro, diferindo de apenas 0.1 PW. A diferença entre os dois valores encontra-se dentro da incerteza de ambas as estimativas. Note-se que na análise de Mayer e Haimberger (2012), os dados estavam disponíveis nos níveis do modelo de assimilação (60 níveis híbridos), enquanto os dados aqui analisados estão disponíveis em 37 níveis isobáricos. Os máximos de transporte aqui estimados são também aproximados dos valores estimados por Fasullo e Trenberth (2008) (5.1 ± 0.5 PW no HN e de 4.9 ± 0.2 PW no HS) utilizando dados do Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES) de radiação no topo da atmosfera, combinados com dados de vários tipos de reanálises.

Tabela 2: Climatologias (1989-2009) do transporte meridional de energia total. As unidades são Petawatts ($1 \text{ PW} = 1 \times 10^{15} \text{ W}$).

| | HS | HN | FE |
|--------------------------|----------------|---------------|----------------|
| ERA-Interim c | -5.0 ± 0.2 | 4.5 ± 0.1 | -0.4 ± 0.1 |
| ERA-Interim nc | -5.2 ± 0.3 | 5.1 ± 0.4 | -1.4 ± 0.8 |
| ERA-Interim MH2012 dir c | -5.4 ± 0.2 | 4.8 ± 0.1 | -0.3 ± 0.2 |

O transporte meridional de energia total corrigido foi ainda separado nas suas climatologias médias sazonais, para dezembro-janeiro-fevereiro (DJF) e junho-julho-agosto (JJA), como se mostra na figura 6. Em DJF (curva azul) e JJA (curva a vermelho), o transporte meridional de energia total faz-se das latitudes equatoriais para as latitudes polares, verificando-se também uma forte interação entre os dois hemisférios. Em DJF (JJA) o transporte para norte (sul) estende-se até 10° do HS (HN), correspondendo a um fluxo meridional de energia através do equador de aproximadamente 2 PW (3 PW). O ponto da região intertropical onde o transporte meridional de energia se anula estão próximos da base do ramo ascendente da célula de Hadley e acompanham a migração sazonal da região de convergência intertropical (Adam et al. 2015). A diferença entre o transporte meridional de energia total em DJF e JJA é maior no HN do que no

HS (figura 6), o que traduz uma maior variabilidade inter-sazonal no HN. No HN o máximo do transporte ocorre em DJF e o mínimo em JJA, sendo o contrário válido para o HS.

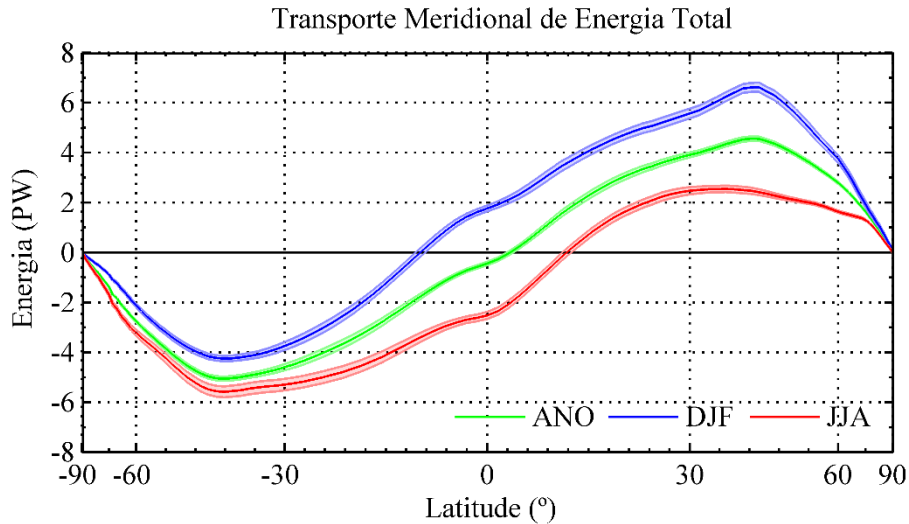


Figura 6: Climatologias (1979-2012) anual (verde) e sazonais (DJF (azul) e JJA (vermelho)) do transporte meridional de energia atmosférica total (com correção), e respectivas incertezas (sombreado). As unidades são Petawatts (PW).

4.1.2. Transporte Meridional de Calor Sensível, Calor Latente e de Energia Potencial

A figura 7 mostra os perfis das médias anuais (ANO) e sazonais (DJF e JJA) do transporte de calor sensível para o período considerado (1979-2012). A estrutura meridional exibida pelo transporte de calor sensível é o reflexo do gradiente vertical de temperatura na troposfera (que é tipicamente negativo) e da distribuição latitudinal das diferentes estruturas da circulação, responsáveis pelo transporte.

Da análise da figura 7, percebe-se que na média anual (curva a verde) o transporte de calor sensível apresenta uma estrutura meridional bipolar, isto é, nas latitudes tropicais o transporte efetua-se em direção ao equador, enquanto nas latitudes extratropicais o transporte dá-se em direção aos polos. Assim, a atmosfera transporta calor sensível das regiões subtropicais para as regiões equatoriais mais quentes. Por outro lado, a atmosfera transporta ar quente das regiões subtropicais mais quentes para as regiões polares mais frias. Este mecanismo de compensação no transporte de calor sensível, contribui para que o transporte de energia total se faça de forma contínua das latitudes tropicais para as polares (Trenberth & Stepaniak 2003b). Em DJF e JJA, o

transporte de calor sensível apresenta a mesma estrutura bipartida que na média anual. Em ambos os casos verifica-se a existência de forte interação entre os dois hemisférios, que se traduz na troca de grandes quantidades de energia sob a forma de calor sensível, tal como acontecia para o transporte de energia total. No inverno do HN, o transporte de calor sensível, devido ao ramo inferior da célula de Hadley, é para sul em direção ao equador, estendendo-se até próximo de 10°S, enquanto no verão, o transporte é para norte e estende-se até próximo de 15°N.

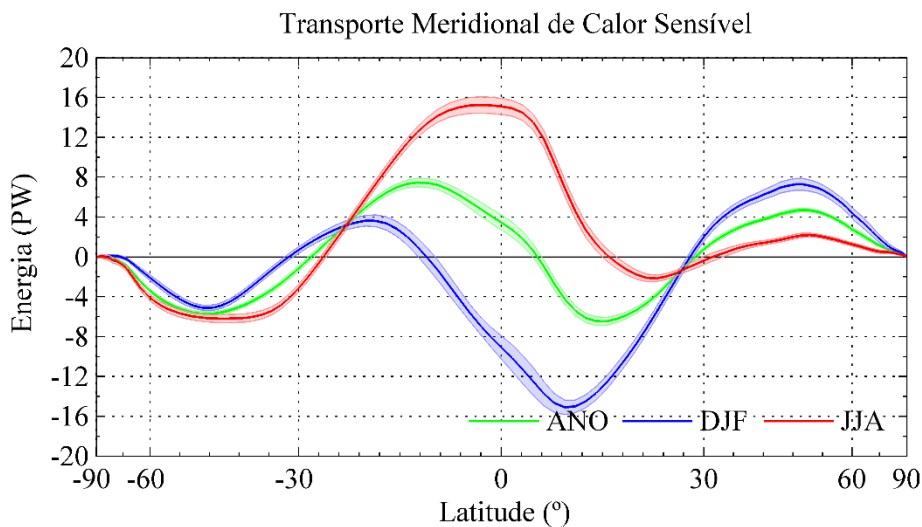


Figura 7: Tal como na figura 6, mas para o transporte de calor sensível.

A distribuição da humidade na atmosfera é máxima na baixa troposfera tropical, influenciando, assim, o transporte meridional de calor latente, cujos perfis estão representados na figura 8. A estrutura da média anual é idêntica à do transporte de calor sensível (figura 7). Em DJF e JJA o transporte de calor latente no hemisfério de verão é quase sempre feito em direção às latitudes polares, principalmente em JJA no HN. É igualmente visível uma forte interação entre os dois hemisférios.

Por fim, o perfil meridional da média zonal do transporte de energia potencial, integrado verticalmente, está ilustrado na figura 9. Uma vez que a energia potencial aumenta com a altitude, a estrutura do seu transporte meridional é praticamente simétrica à do transporte de calor sensível. De entre as principais formas de energia na atmosfera, a energia potencial é a que apresenta os valores de transporte meridional mais elevados nas latitudes tropicais. Nas latitudes médias, o transporte de energia po-

tencial diminui consideravelmente e efetua-se em direção ao equador, em concordância com a célula de circulação média de Ferrel. Nestas regiões, o transporte de energia em direção aos polos é devido aos transportes de calor sensível e latente.

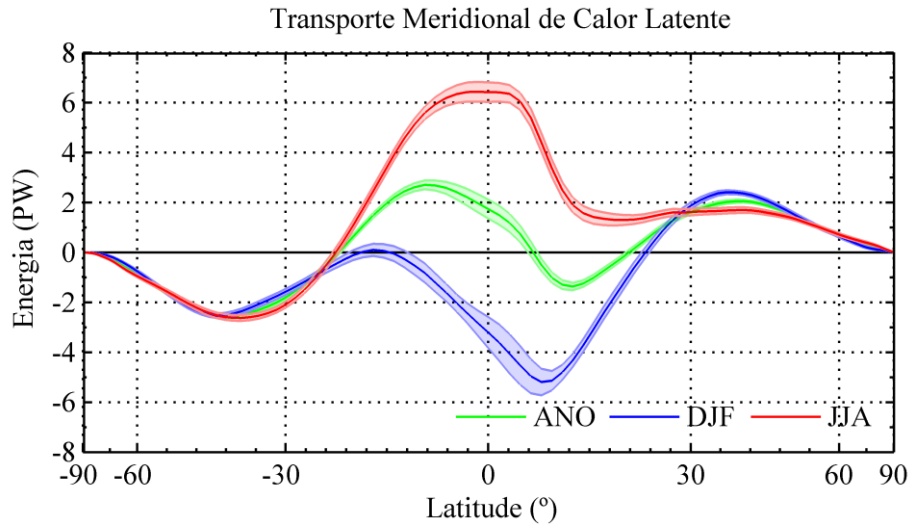


Figura 8: Tal como na figura 6, mas para o transporte de calor latente.

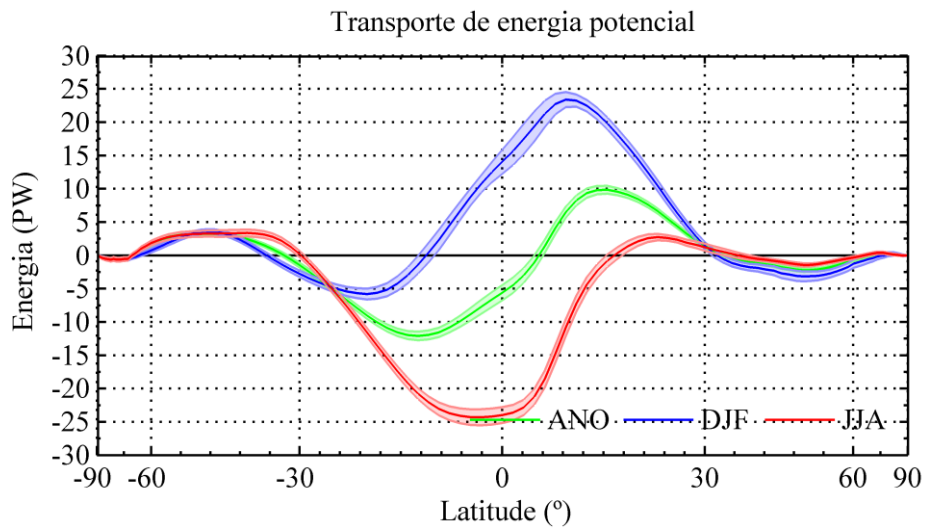


Figura 9: Tal como na figura 6, mas para o transporte de energia potencial.

4.1.3. Decomposição do Transporte Meridional de Energia nas Diferentes Circulações

O transporte meridional das diferentes formas de energia pela circulação geral é em seguida decomposto estatisticamente nos transportes pelos eddies transientes, eddies estacionários e circulação meridional média. Com esta decomposição deixa de ser possível a correção ao fluxo de massa descrita na secção 3.2. Os resultados apresentam-se, por isso, sem a referida correção, embora tenha sido aplicado o formalismo desenvolvido por Boer (1982), de modo a evitar a dificuldade com a fronteira inferior devido à topografia, tal como descrito na secção 3.4. A decomposição do transporte de energia nas diferentes circulações foi feita para as diferentes formas de energia (calor sensível, calor latente e energia potencial) abordadas na secção 4.1.2.

A figura 10 mostra os perfis do transporte meridional de calor sensível pelos eddies transientes, eddies estacionários e circulação meridional média. Nas latitudes tropicais o transporte de calor sensível é realizado pela circulação meridional média. Como descrito no Capítulo 2, nas latitudes tropicais a circulação meridional média é representada pela célula de Hadley, que transporta calor sensível ao longo do seu ramo inferior em direção ao equador. Nas latitudes subtropicais e médias do HN, o transporte de calor sensível é dominado pelos transportes realizados pelos eddies transientes e estacionários, havendo também uma contribuição não negligenciável do transporte pela circulação média. Nas latitudes subtropicais e médias do HS o transporte de calor sensível é dominado pelos transportes realizados pelos eddies transientes, sendo a contribuição dos eddies estacionários muito pequena. Nestas latitudes, o transporte de calor sensível pela circulação meridional média é em direção aos polos, estando associado à célula de Ferrel, que é menos intensa do que a célula de Hadley. Tanto os eddies transientes como os estacionários, apresentam valores de transporte maiores no hemisfério de inverno, porque é nesta estação do ano que existe maior gradiente meridional de temperatura entre o equador e o polo e, conseqüentemente, maior baroclinicidade. O menor transporte pelos eddies estacionários no HS é uma manifestação da menor atividade das ondas estacionárias comparativamente à atividade dessas ondas no HN.

A decomposição do transporte de calor latente nas diferentes circulações é mostrada na figura 11. O transporte de calor latente apresenta uma estrutura meridional

relativamente semelhante à do calor sensível, embora também sejam evidentes algumas diferenças. O transporte de calor latente pelos eddies estacionários ocorre em latitudes mais baixas e é mais intenso no hemisfério de verão, comparativamente ao que acontecia para o transporte de calor sensível. Nas latitudes médias, o transporte pela circulação meridional média é praticamente nulo. Nas regiões subtropicais o transporte é dominado pelos eddies estacionários e nas latitudes médias pelos eddies transientes.

Por fim, na figura 12 apresenta-se a decomposição do transporte meridional de energia potencial nas diferentes circulações. A estrutura meridional do transporte de energia potencial é quase simétrica à do transporte de calor sensível. Apesar das estruturas de circulação que promovem o transporte meridional de energia potencial serem as mesmas que as do calor sensível, o valor do transporte de energia potencial pelos eddies transientes e estacionários é muito menor, uma vez que este ocorre quase na horizontal. Consequentemente, o transporte meridional de energia potencial ocorre essencialmente nas latitudes tropicais e em direção aos polos, devido à circulação meridional média, associada à célula de Hadley. Nas regiões extratropicais, o transporte de energia potencial também é dominado pela circulação média (célula de Ferrel) e efetua-se em direção ao equador.

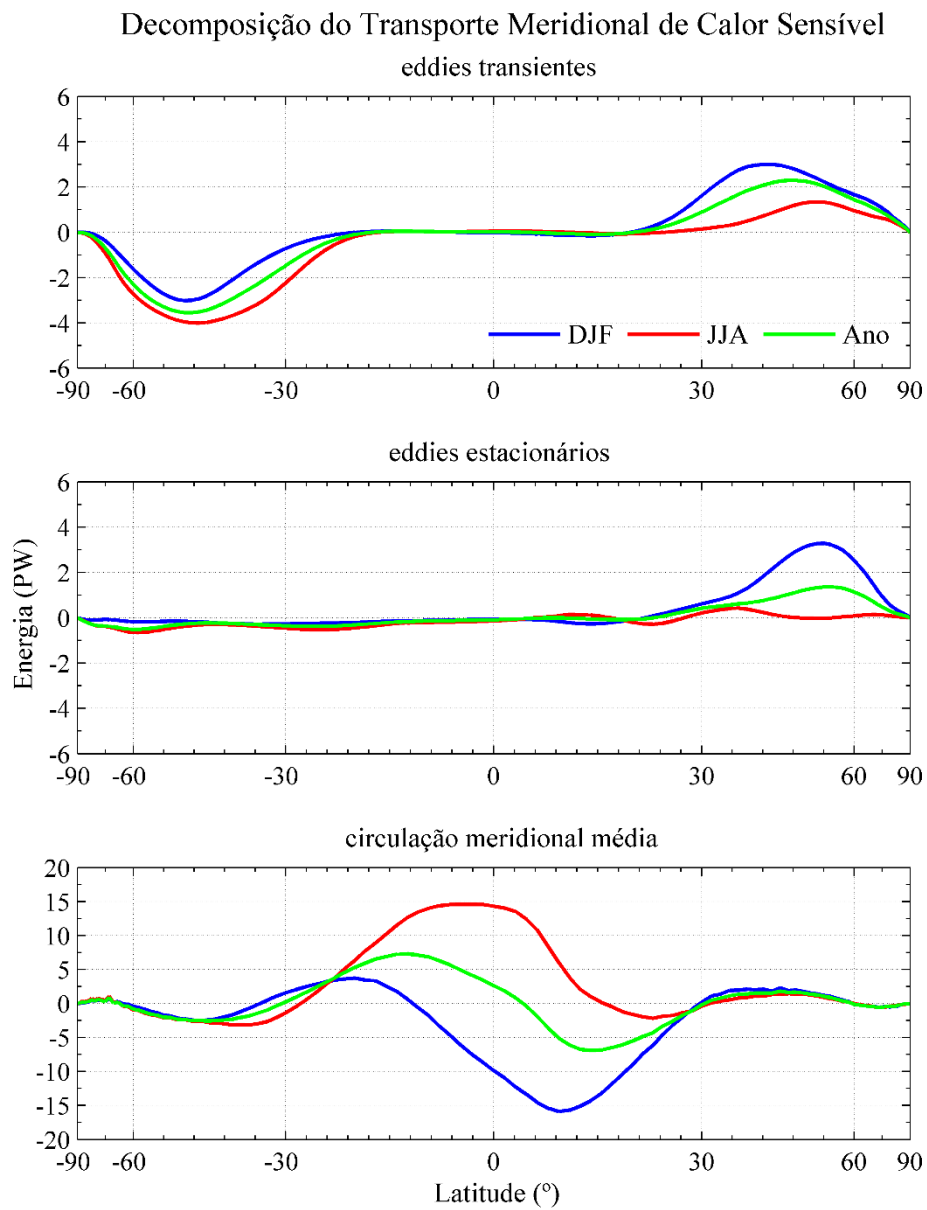


Figura 10: Climatologias (1979-2012) anual (verde) e sazonais, (DJF (azul) e JJA (vermelho)) do transporte meridional de calor latente, pelos eddies transientes (no topo), eddies estacionários (no meio) e circulação meridional média (em baixo). As unidades são Petawatts (PW).

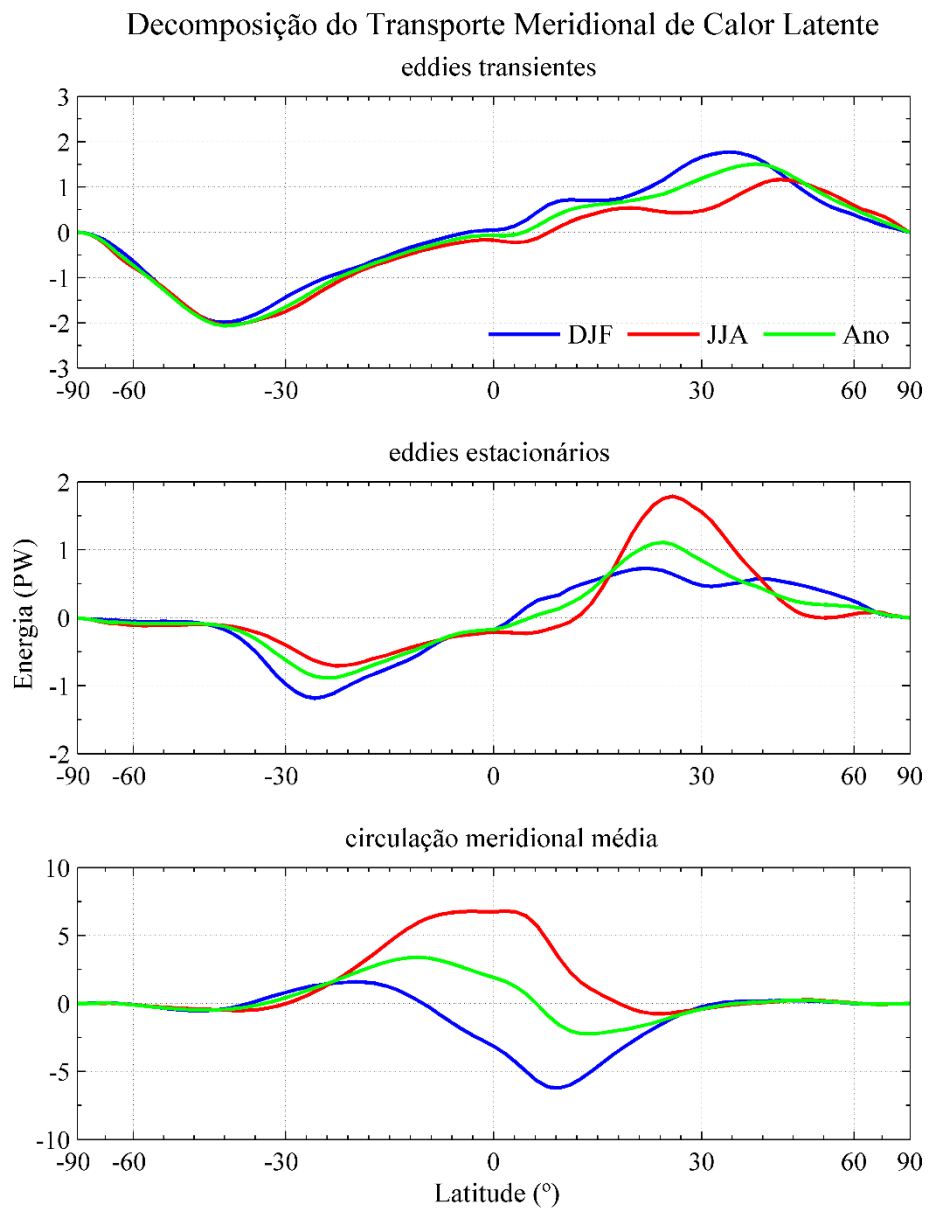


Figura 11: Tal como na figura 10, mas para o transporte de calor latente.

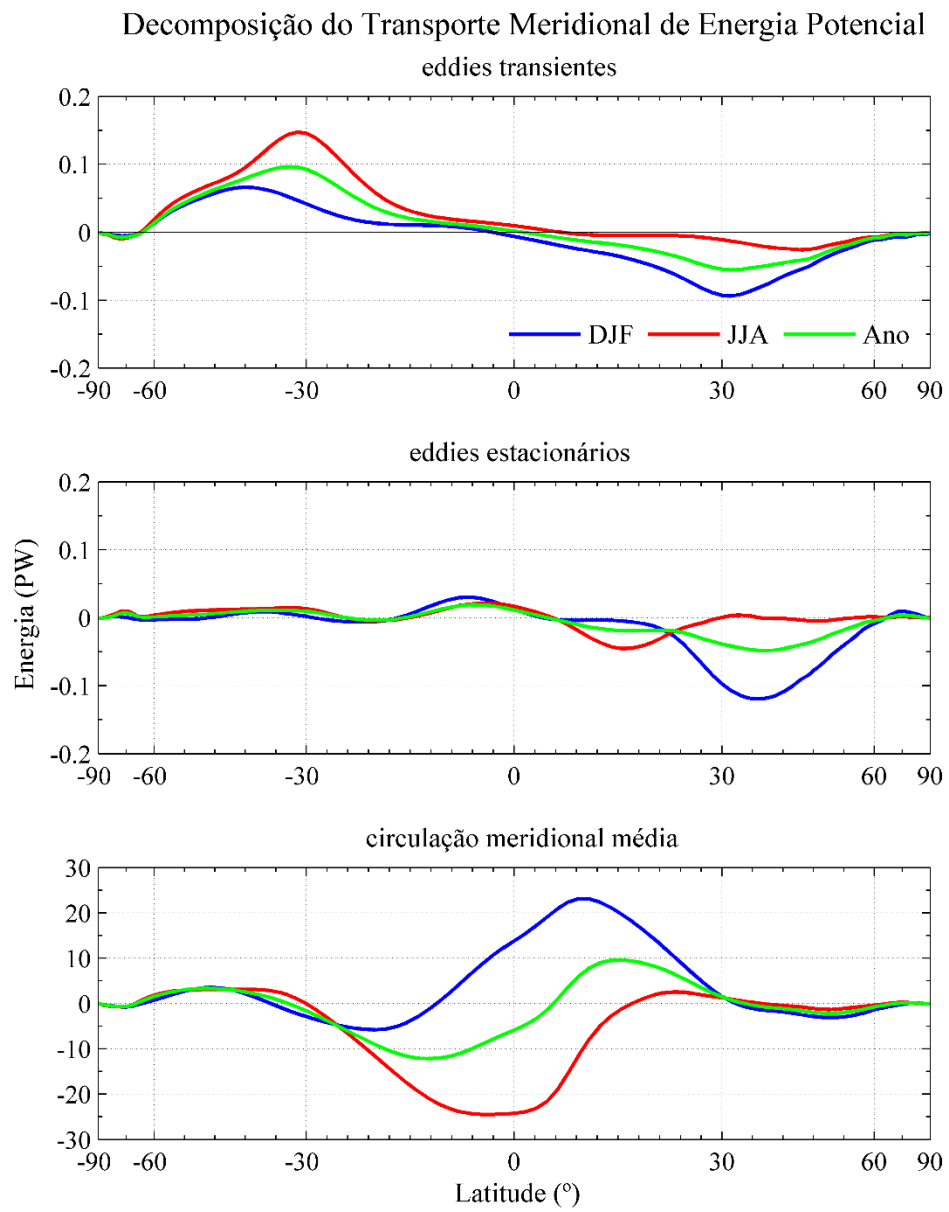


Figura 12: Tal como na figura 10, mas para o transporte de energia potencial.

4.2. Variabilidade do Transporte Meridional de Energia

Os modos de variabilidade da circulação atmosférica, tais como os modos anulares, e os modos de variabilidade do sistema oceano-atmosfera, como o ENSO, têm impacto no transporte meridional de energia pela atmosfera. Nas próximas seções, serão analisadas as variabilidades do transporte meridional de energia associadas a eventos de El Niño/La Niña e aos modos anulares do Hemisfério Norte.

4.2.1. Compósitos do Transporte de Energia para Eventos de El Niño e La Niña

É sabido que a variabilidade do sistema atmosfera-oceano, associada a eventos de El Niño e La Niña, pode contribuir para alterações na circulação atmosférica e no clima à escala global. Como foi descrito no Capítulo 1, o El Niño e La Niña estão associados a variações da SST sobre a região tropical do Pacífico. Estas variações têm impactos na circulação meridional média nas latitudes tropicais, circulação que está associada à célula de circulação de Hadley. Eventos de El Niño estão frequentemente associados à intensificação da célula de Hadley, em resultado do aumento da evaporação e convecção profunda sobre o Pacífico tropical, enquanto os eventos de La Niña estão associados a uma diminuição da intensidade da célula de Hadley como consequência da diminuição da evaporação e convecção.

Uma vez que a variabilidade da circulação atmosférica e do transporte de energia estão intimamente ligadas, seguidamente, nas figuras 13, 14 e 15, são mostrados os compósitos do transporte das várias formas de energia atmosférica, em eventos de El Niño (curva vermelha) e em eventos de La Niña (curva azul). Para o significado estatístico dos compósitos, aplicou-se o teste estatístico *t-student*, considerando um nível de significância de 95%. O período de análise está compreendido entre janeiro de 1979 e dezembro de 2012, para DJF (em cima) e JJA (em baixo). Os anos correspondentes a eventos de El Niño e La Niña, e para os quais se fizeram os compósitos, são dados na tabela 3.

Tabela 3: Anos de eventos de El Niño e La Niña, no período de 1979 a 2012. Eventos separados sazonalmente para DJF e JJA. Nos meses de DJF o ano é indicado para o mês de janeiro. Dados obtidos em: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml

| El Niño | | La Niña | |
|---------|------|---------|------|
| DJF | JJA | DJF | JJA |
| 1980 | 1982 | 1985 | 1988 |
| 1983 | 1987 | 1989 | 1998 |
| 1987 | 1991 | 1996 | 1999 |
| 1988 | 1992 | 1999 | 2000 |
| 1992 | 1997 | 2000 | 2010 |
| 1995 | 2002 | 2001 | |
| 1998 | 2004 | 2008 | |
| 2003 | 2009 | 2011 | |
| 2005 | | 2012 | |
| 2007 | | | |
| 2010 | | | |

Da análise das figuras, constata-se que as maiores diferenças com significado estatístico entre os compósitos do transporte de energia nos eventos de La Niña e El Niño, se dão em DJF. Estas diferenças são, como seria de esperar, maiores nas latitudes correspondentes à célula de circulação de Hadley. Os valores de transporte são também significativamente maiores durante eventos de El Niño do que durante eventos de La Niña. Assim, percebe-se que o El Niño/La Niña não só contribuem para uma intensificação/enfraquecimento da célula de Hadley, como também contribuem para um aumento/diminuição do transporte das principais formas de energia pela atmosfera. Em JJA, as diferenças não são tão pronunciadas.

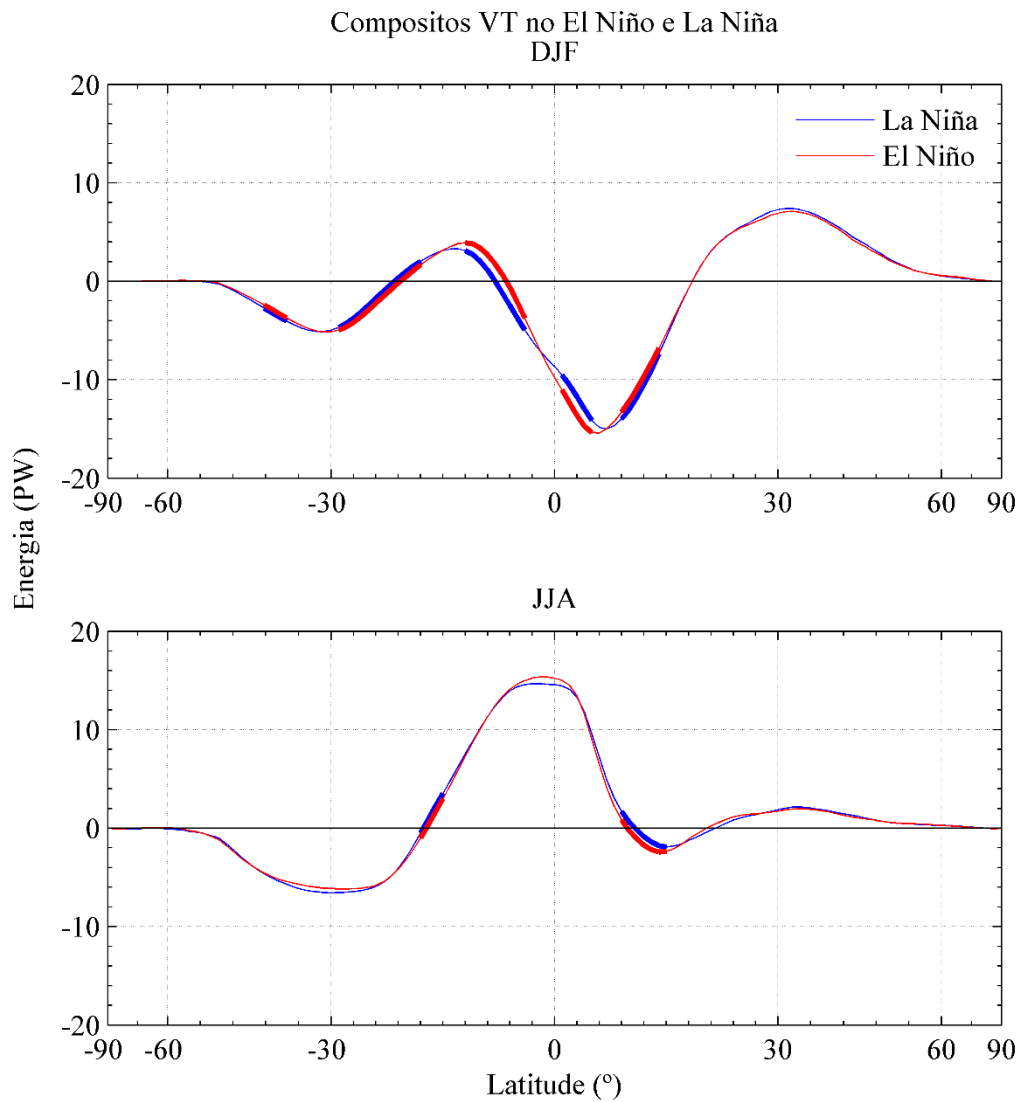


Figura 13: Compósitos da média zonal do transporte de calor sensível integrado verticalmente, nos eventos de El Niño (curva a vermelho) e La Niña (curva a azul), para DJF (em cima) e JJA (em baixo). Valores significativos a 95%, representados pela linha mais grossa. Dados ERA-Interim, período de janeiro de 1979 a dezembro de 2012. Significância estatística, obtida pelo teste *t-student*.

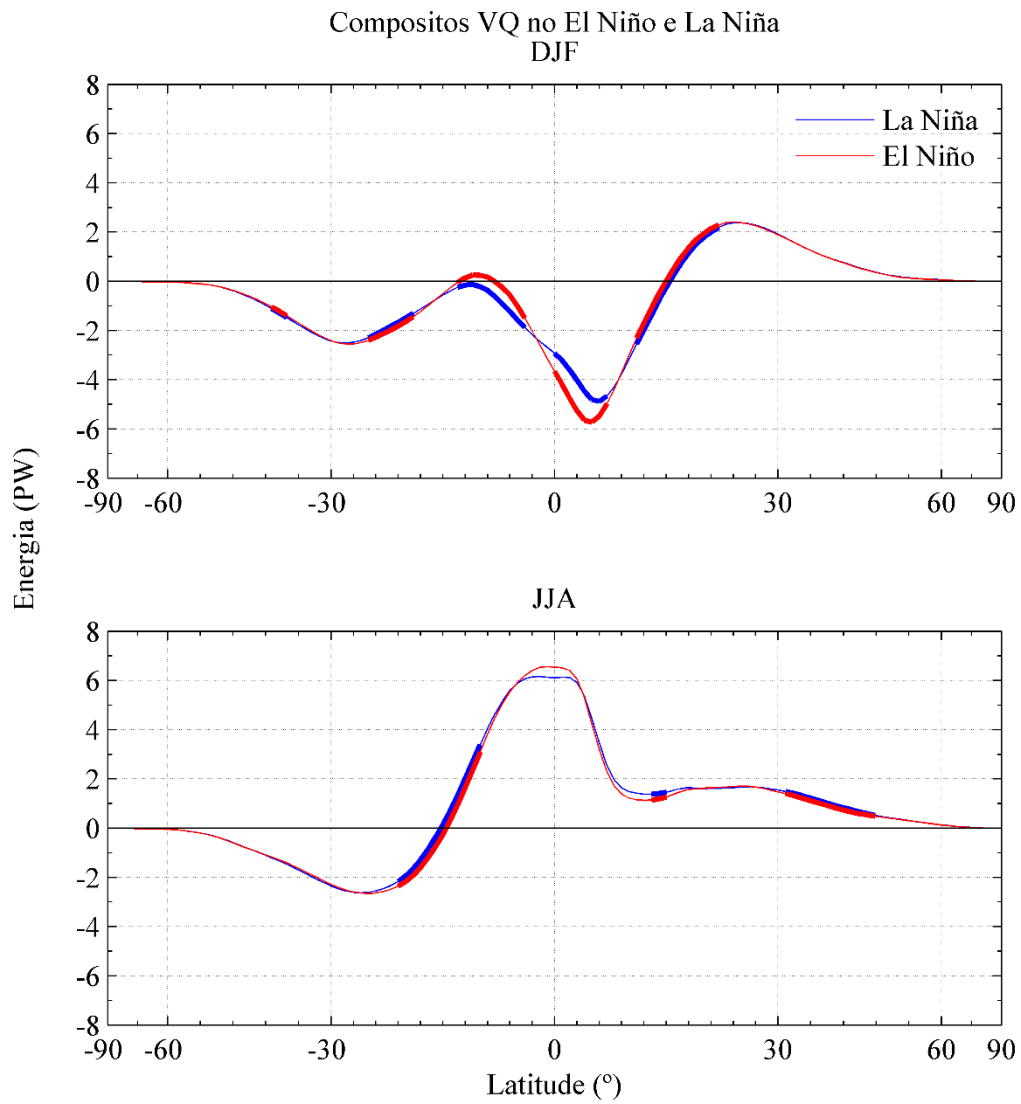


Figura 14: Tal como na figura 13, mas para o transporte de calor latente.

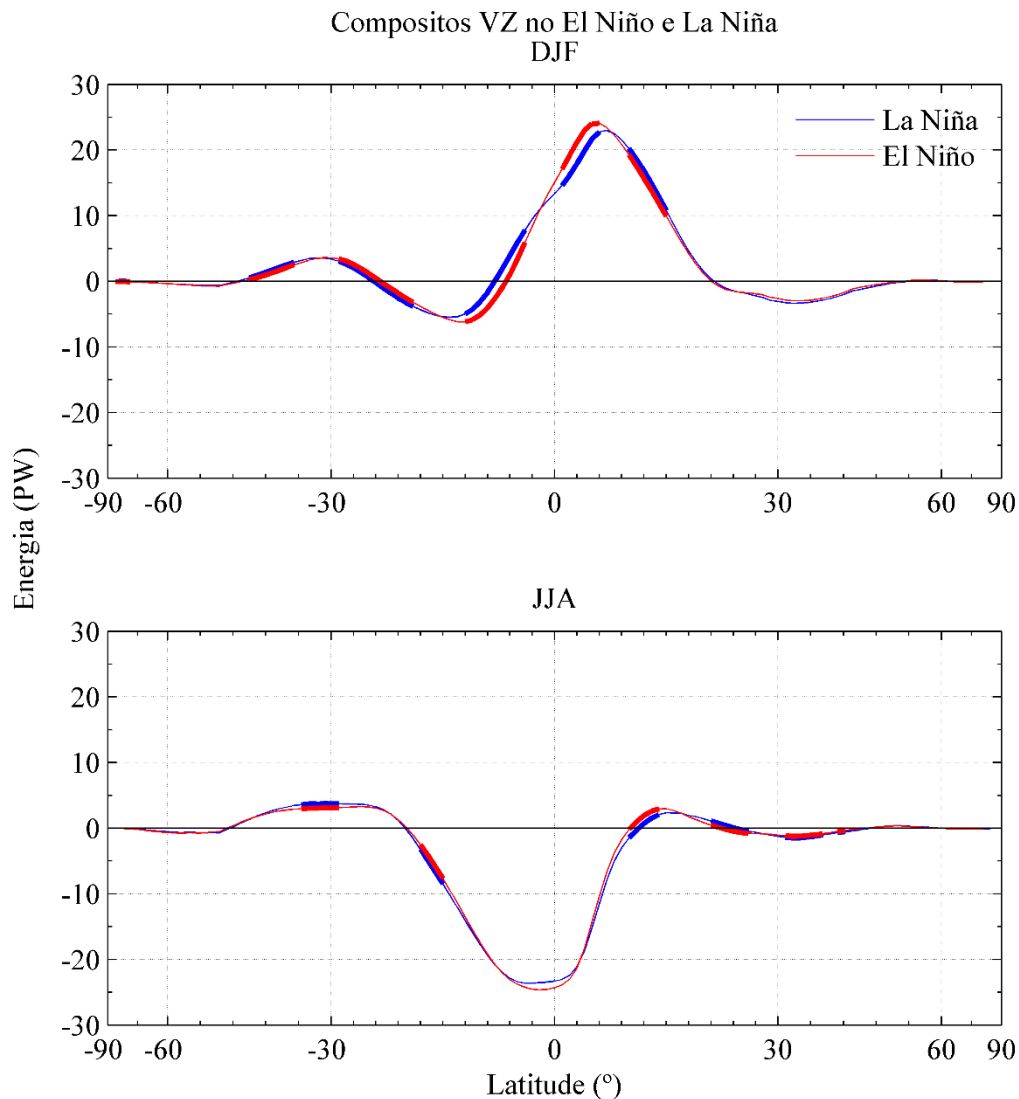


Figura 15: Tal como na figura 13, mas para o transporte de energia potencial.

4.2.2. Relação entre o Transporte de Energia e o Modo Anular do Hemisfério Norte.

Nesta secção, analisa-se a relação linear entre a variabilidade do transporte das principais formas de energia atmosférica (energia potencial, calor sensível e calor latente) e a variabilidade dos modos anulares do HN aos níveis de 1000 hPa e de 50 hPa. Tendo em conta que o acoplamento dinâmico troposfera-estratosfera se reflete na variabilidade dos modos anulares e que este acoplamento ocorre durante a estação fria (novembro a abril), a análise é limitada aos meses de novembro a março. A exclusão do mês de abril reduz a possibilidade de se incluírem períodos de transição da circulação

estratosférica para o regime de Verão (“final warmings”). A relação entre as variabilidades dos modos anulares e do transporte de energia foi analisada considerando anomalias diárias intrasazonais (novembro a março). O ciclo sazonal climatológico do transporte de energia com resolução diária foi calculado pelo método descrito na seção 3.5. As anomalias diárias do transporte foram obtidas subtraindo o valor climatológico de cada dia do ano aos valores das séries originais. De forma a reduzir o ruído estatístico, filtraram-se as séries temporais do NAM e das anomalias do transporte com médias móveis de 7 dias. Usando as anomalias filtradas, calculou-se a correlação linear desfasada entre os índices NAM e as anomalias do transporte, para cada uma das 33 estações frias (novembro a março). Finalmente, calculou-se a média das correlações.

Para avaliar o significado estatístico das correlações cruzadas determinaram-se, em primeiro lugar, as autocorrelações para as séries do NAM aos níveis de 1000 e de 50 hPa e das anomalias diárias do transporte para as várias formas de energia. Seguindo Bretherton et al. (1999), o tamanho da amostra (número de graus de liberdade) apropriado para o teste de significância estatística da correlação cruzada entre duas séries, é dado por

$$T_{NAM,Tr} = \frac{T}{1 + 2 \sum_{\tau=1}^{T-1} (1 - |\tau|/T) \rho_{\tau}^{NAM} \rho_{\tau}^{Tr}} \quad (4.1)$$

onde ρ_{τ}^{NAM} e ρ_{τ}^{Tr} são as autocorrelações das séries temporais do NAM e do transporte de energia e τ representa o desfasamento temporal da autocorrelação. De acordo com Storch e Zwiers (1999), as conclusões acerca das correlações, são baseadas na transformada Z de Fisher, dada por

$$z = \frac{1}{2} \ln \left(\frac{1 + \rho_{NAM,Tr}}{1 - \rho_{NAM,Tr}} \right) \quad (4.2)$$

onde $\rho_{NAM,Tr}$ representa a correlação entre as séries do NAM e das anomalias diárias do transporte. Os intervalos de confiança inferior (z_l) e superior (z_u), para a correlação entre as séries, são dados por

$$z_l = z - \frac{Z_{(1+\bar{p})/2}}{\sqrt{n-3}} \quad (4.3)$$

e

$$z_u = z + \frac{Z_{(1+\tilde{p})/2}}{\sqrt{n-3}} \quad (4.4)$$

onde $Z_{(1+\tilde{p})/2}$ é o quantil $(1+\tilde{p})/2$ da distribuição normal e \tilde{p} é a probabilidade de z estar no intervalo $[z_l, z_u]$. Nesta análise, considerou-se $100\% \times (1+\tilde{p})/2 = 97.5\%$, o que corresponde ao valor de $Z_{(1+\tilde{p})/2} = 1.96$ e $\tilde{p} = 0.95$. As correlações foram consideradas significativas, quando $z_l \geq 0$ ou $z_u \leq 0$, o que é equivalente a rejeitar a hipótese nula de a correlação ser zero, com um nível $p = 0.05$ num teste bilateral.

As figuras 16, 17 e 18 mostram as correlações desfasadas entre as anomalias do transporte das diferentes formas de energia e os índices do NAM ao nível de 1000 hPa e de 50 hPa. O transporte foi analisado considerando todas as camadas da atmosfera (ver os gráficos separados pela palavra Atmosfera), considerando apenas a troposfera (camada abaixo do nível de 250 hPa, ver os gráficos separados pela a palavra Troposfera), e considerando apenas a estratosfera (camada acima do nível de 250 hPa, ver os gráficos separados pela a palavra Estratosfera). Observando as figuras constata-se que nas correlações entre as anomalias do transporte de energia e o NAM ao nível dos 50 hPa, os máximos dos valores absolutos das correlações estão centrados em desfaseamentos (lags) positivos, ou seja, as anomalias do transporte de energia “respondem” às anomalias da intensidade do vórtice estratosférico, com um atraso entre 5 a 10 dias. Já nas correlações entre o transporte de energia e o NAM ao nível de 1000 hPa, os maiores valores do módulo das correlações ocorrem para lags negativos, i.e., anomalias do NAM ao nível de 1000 hPa “respondem” às anomalias do transporte com um atraso de cerca de 2 dias. Assim, as anomalias do transporte de energia parecem estar associadas ao mecanismo de acoplamento entre o sinal do NAM na estratosfera e na baixa troposfera. A partir das figuras 10 e 11 da secção 4.1.3, verifica-se que nas latitudes onde o sinal de correlação é máximo, o transporte de calor sensível e latente é, em grande medida, realizado pelos eddies transientes e estacionários. A alteração da intensidade do vórtice polar estratosférico poderá então contribuir para um aumento da baroclinicidade nestas latitudes, estabelecendo as condições para o aumento da geração e da atividade

de eddies baroclínicos (transientes e estacionários). De realçar também que as correlações do transporte com o NAM ao nível de 50 hPa se estendem por períodos de tempo superiores aos das correlações do transporte com o NAM aos 1000 hPa, de acordo com o facto de que as fases do NAM na estratosfera são mais persistentes do que na troposfera (Baldwin et al. 2003).

Numa análise mais detalhada, verifica-se na figura 16a) a existência de um sinal de correlação negativo, centrado num lag próximo de -30 dias. Este sinal de correlação, juntamente com o sinal positivo centrado no lag de +10 dias, parece refletir as vacilações quase-periódicas do vórtice estratosférico polar (Holton & Mass 1976), que ocorrem em intervalos de aproximadamente 60 dias (Liberato et al. 2007). As figuras 16c) e 16d), mostram a correlação do NAM com o transporte de calor sensível na troposfera. A correlação positiva mostrada nestes gráficos será devida às anomalias do transporte pelos eddies transientes e estacionários, que nestas latitudes, como referido anteriormente, dominam o transporte de calor sensível. As correlações negativas mostradas nas figuras 16d) e 16f) são interpretadas como o efeito das anomalias da circulação meridional secundária (célula de Ferrel) associadas às variações da intensidade da corrente de jato, que acompanha as variações do NAM. De facto, a aceleração da média zonal do vento zonal é forçada pela convergência do transporte de momento zonal pelos eddies, e a circulação de Ferrel é uma circulação secundária que restabelece o balanço do vento de temperatura que tenderia a ser desfeito pelos eddies geostróficos (Holton & Hakim 2013, capítulo 10).

A figura 17 mostra as correlações do NAM com o transporte de vapor de água. Em concordância com o facto de que a maior parte da humidade presente na atmosfera se encontra na baixa troposfera, as correlações entre os índices NAM aos níveis de 1000 hPa e de 50 hPa e as anomalias do transporte de calor latente, integrado em toda a coluna de atmosfera (figuras 17a) e b)), são praticamente iguais às correlações com as anomalias do transporte integrado apenas na troposfera (figuras 17c) e d)). Tal como acontecia para o transporte de calor sensível, o sinal de correlação na figura 17f) pode dever-se a anomalias da circulação ageostrófica, associada com a célula de Ferrel. É interessante notar que os padrões das correlações nas figuras 17b) e d), e também nas figuras 16b) e d) sugerem a progressão do sinal da correlação de latitudes mais baixas

para latitudes mais altas. Ao contrário do que acontecia na figura 16a), o sinal da vacilação do vórtice polar estratosférico não é observado na figura 17a). Este facto não deve causar surpresa, pois a dinâmica do vórtice polar estratosférico pode ser explicada pela teoria quase-geostrófica e a sua variabilidade está associada à variabilidade dos campos de temperatura e geopotencial.

A figura 18 mostra a correlação dos índices NAM com o transporte de energia potencial. O sinal da vacilação do vórtice é visível nos painéis 18a), 18c) e 18e). Os sinais opostos dos padrões de correlação na troposfera e na estratosfera (figuras 18c) d), e) e, f)) sugerem que a correlação é essencialmente devida a anomalias da circulação de Ferrel, o que é coerente com o facto de o transporte de energia potencial ser efetuado principalmente pela circulação meridional (ver figura 12).

Corr: NAM vs Anom. vT

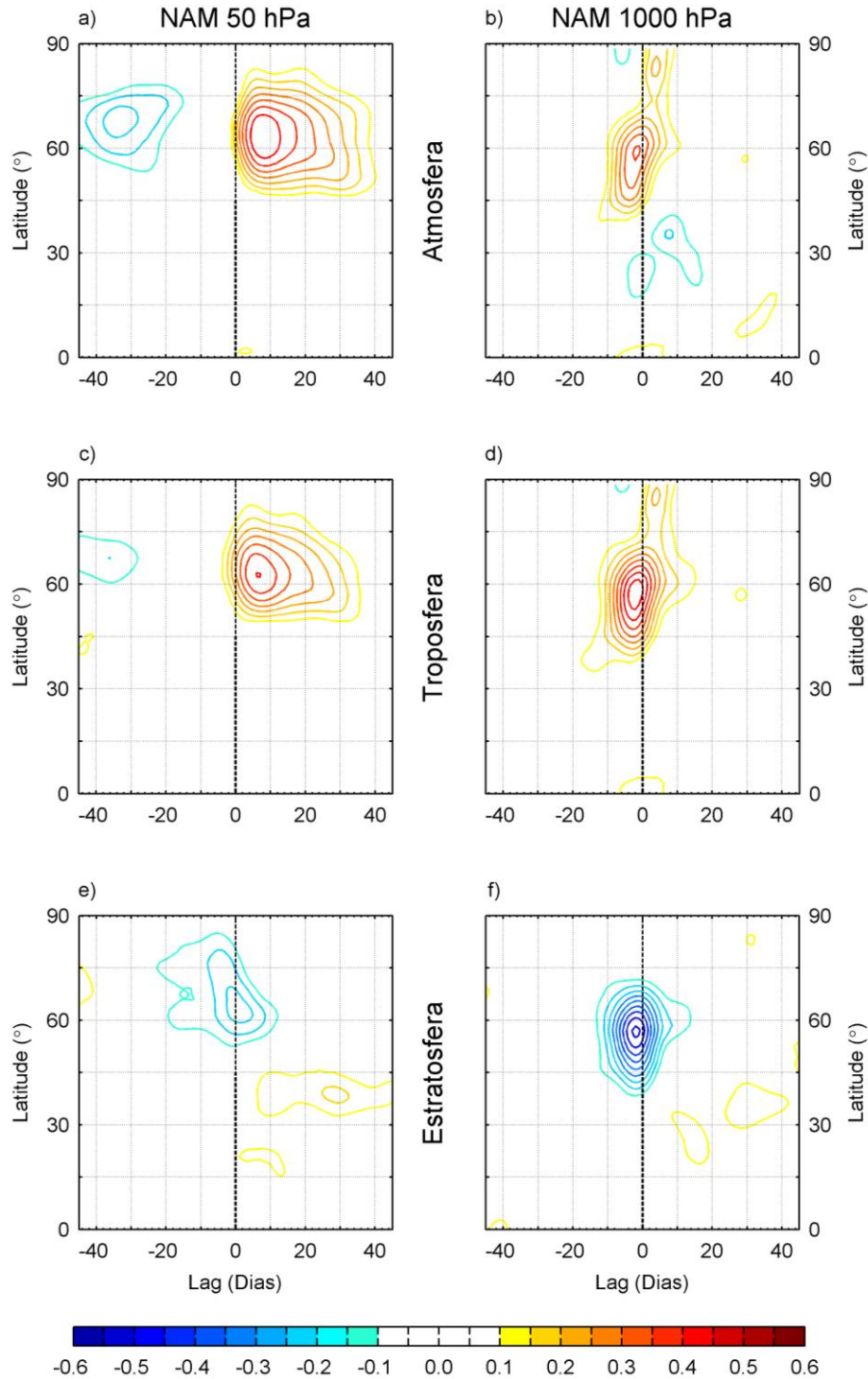


Figura 16: Correlações cruzadas entre os índices NAM ao nível de 50 hPa (coluna da esquerda) e ao nível de 1000 hPa (coluna da direita) e as anomalias diárias do transporte de calor sensível, integrado verticalmente em toda a atmosfera (em cima), na troposfera (no meio) e, na estratosfera (em baixo). As séries das anomalias diárias do transporte e dos índices NAM foram filtradas com médias móveis de 7 dias. Os contornos a cores quentes e a cores frias, com espaçamento de ± 0.05 , representam, respetivamente, correlações positivas e negativas com um nível de confiança de 95%. Lags positivos correspondem ao adiantamento das séries dos índices NAM relativamente às séries do transporte.

Corr: NAM vs Anom. vq

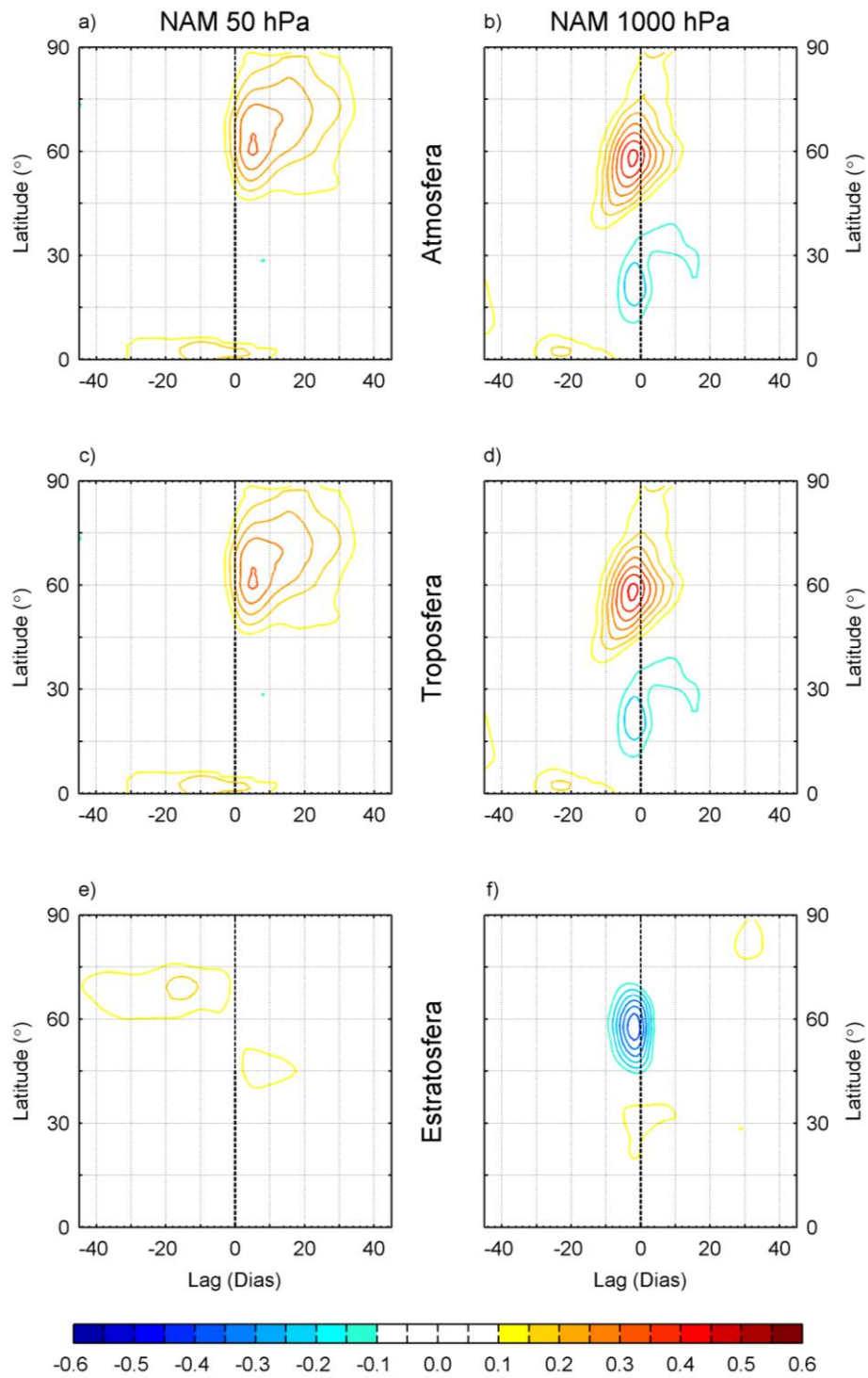


Figura 17: Tal como na figura 16, mas relativa ao transporte de calor latente.

Corr: NAM vs Anom. vz

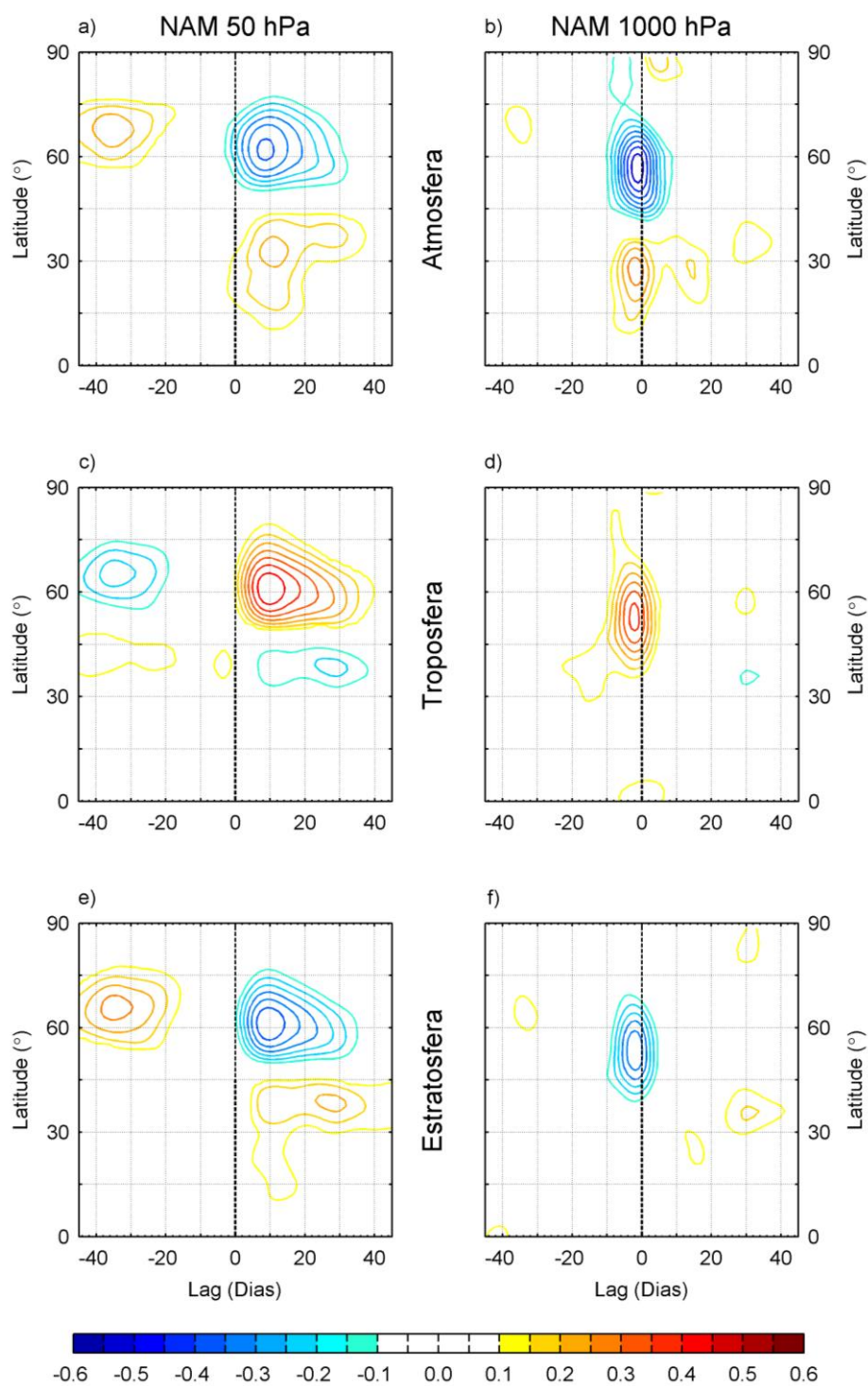


Figura 18: Tal como na figura 16, mas relativa ao transporte de energia potencial.

4.2.3. Compósitos do Transporte de Calor Latente Associados a Períodos de Crescimento Rápido da AO.

Na secção anterior, analisou-se a relação entre a variabilidade dos índices NAM e do transporte de energia considerando séries filtradas com médias móveis de 7 dias. As correlações (figuras 16 a 18) indicam que as anomalias do vórtice polar precedem as anomalias do transporte de energia e estas, por sua vez, precedem as anomalias da oscilação ártica (NAM ao nível de 1000 hPa). No entanto, a média móvel pode tornar os desfasamentos menos distintos. Por outro lado, as correlações apenas evidenciam as relações lineares. Uma análise não linear pode ser realizada calculando os compósitos das anomalias dos transportes em períodos de rápido crescimento ou de rápido decréscimo dos índices NAM.

A temperatura e o geopotencial são variáveis que estão associadas à variabilidade do vórtice polar estratosférico e da AO através da relação do vento térmico. Por outro lado, o vapor de água não é uma variável diretamente implicada nas relações da dinâmica da atmosfera, mas pode servir como traçador dos movimentos atmosféricos. Escolheu-se, por isso, representar apenas os compósitos das anomalias diárias não filtradas do transporte de calor latente, associadas a fortes intensificações da AO, no período de novembro a março. A intensificação da AO, foi determinada através da derivada do seu índice temporal

$$\frac{dAO}{dt} \simeq \frac{AO_{t+1} - AO_{t-1}}{2}, \quad (4.5)$$

onde t representa um dia qualquer dos meses de novembro a março. A derivada foi seguidamente normalizada pelo respetivo desvio padrão.

Calcularam-se os compósitos da evolução temporal das anomalias do transporte de calor latente considerando períodos de 31 dias centrados nos dias em que o valor normalizado da derivada é superior a 1 (i.e., crescimentos rápidos).

Para a obtenção do significado estatístico dos compósitos fizeram-se 1000 permutações aleatórias dos anos do índice AO, conservando a sequência sazonal dos dias. Para cada instante e latitude, determinaram-se os percentis 5 e 95. Os valores do compósito obtido com a série original da AO consideraram-se estatisticamente significativos, quando se situavam fora dos percentis 5 e 95.

A figura 19 mostra os compósitos do índice AO (em cima) e do transporte de calor latente (em baixo), considerando os períodos centrados em dias com derivada da AO superior a 1. Usando esta condição, foram identificados 760 eventos. A figura 20 mostra os mesmos compósitos da figura 19, mas considerando apenas períodos centrados em dias com a derivada superior a 1 e com índice AO positivo. Usando estas duas condições, foram identificados 425 eventos.

Pela análise da figura 19 percebe-se que as anomalias positivas do transporte de calor latente se propagam das latitudes mais baixas para as latitudes mais altas com o decorrer do tempo. Para além disso, estas anomalias precedem o pico do índice da AO (figura 19, topo), o que confirma os resultados das correlações. Dado que o transporte de calor latente nas latitudes extratropicais é feito essencialmente pelos eddies transitentes, estes resultados sugerem que são os eddies transientes que controlam a intensidade da AO, e não a polaridade da AO que modula a posição do trajeto das tempestades (“storm-tracks”). Pelos resultados mostrados nas figuras 16, 17 e 18, a modulação da posição das “storm-tracks”, parece dever-se à variabilidade do vórtice polar. As anomalias do transporte de vapor deverão estar associadas ao deslocamento para norte dos sistemas sinóticos de tempo, fazendo com que haja um aumento do transporte em latitudes sucessivamente mais altas (anomalias positivas) e uma diminuição do transporte nas latitudes imediatamente abaixo, uns dias depois (anomalias negativas). A análise da figura 20 permite retirar as mesmas conclusões que a da figura 19, no entanto o máximo das anomalias positivas do transporte de calor latente está melhor definido na figura 20 do que na figura 19, quer em termos de latitude como de desfaseamento temporal. Assim, na figura 20 é mais perceptível a precedência do sinal do máximo das anomalias do transporte ao pico de intensidade do índice da AO.

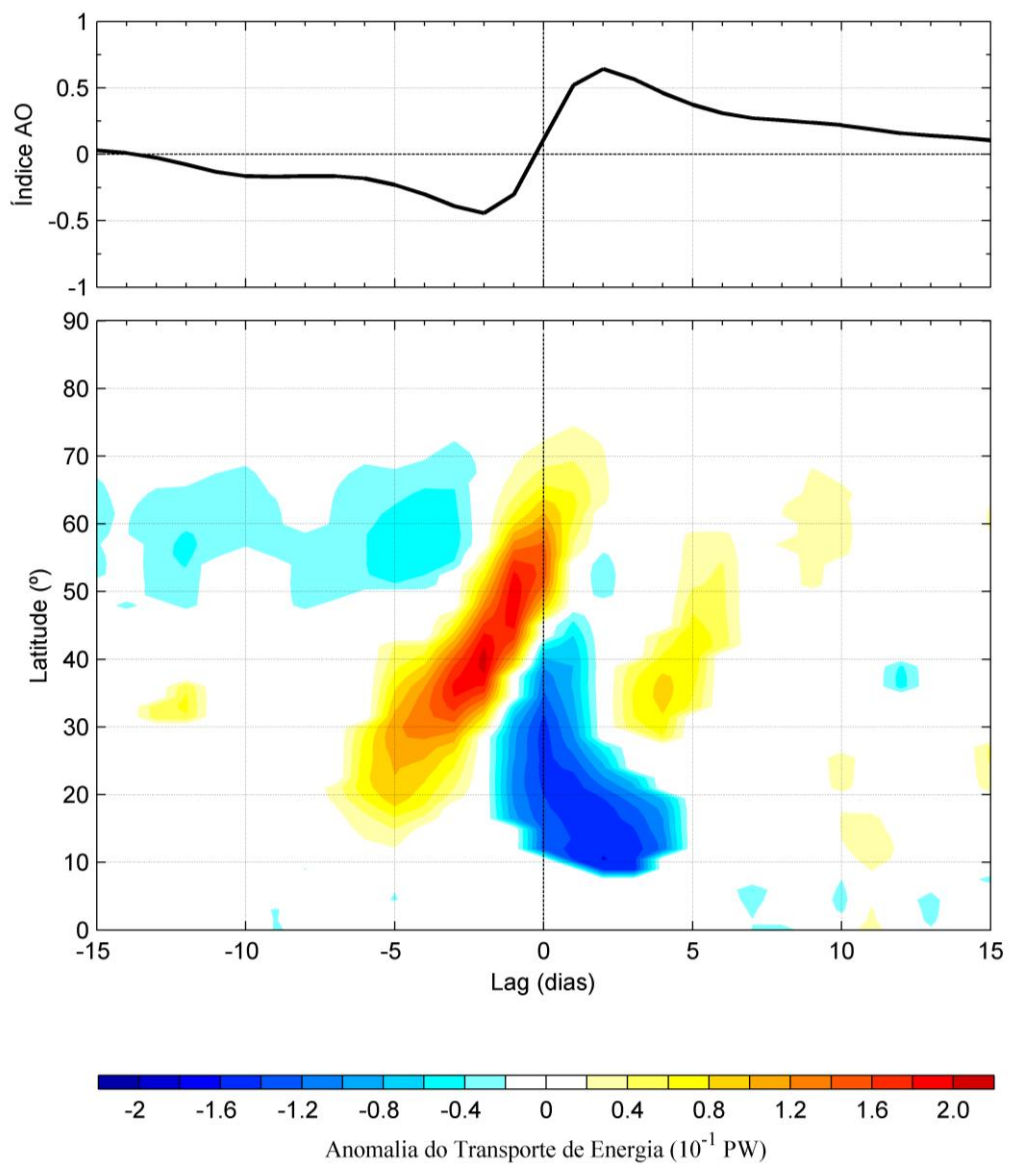


Figura 19: Compósitos do índice AO (em cima) e do transporte de calor latente (em baixo), considerando os períodos centrados em dias com derivada da AO superior a 1.

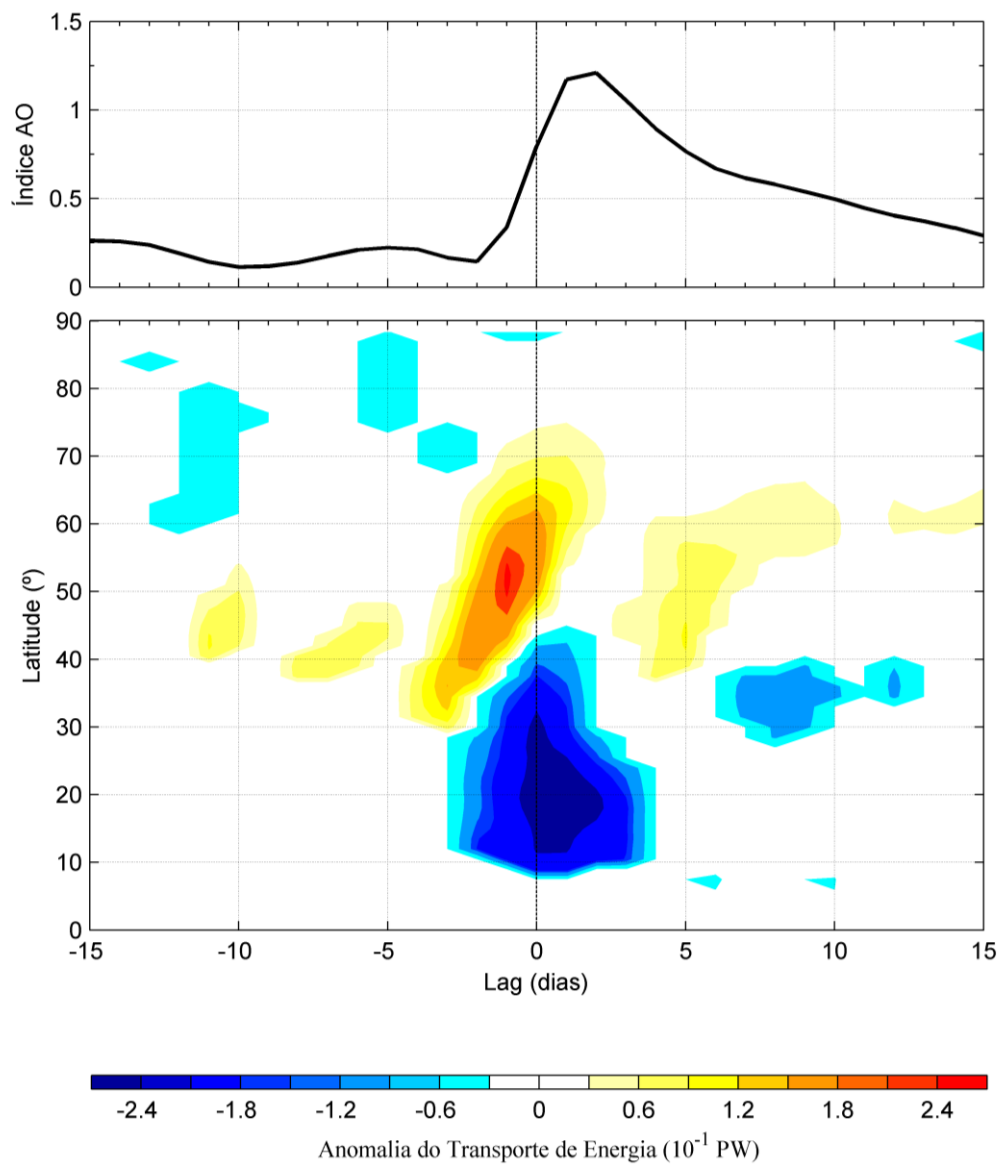


Figura 20: Tal como na figura 19, mas para os períodos centrados em dias com a derivada superior a 1 e com índice AO positivo.

Capítulo 5

Conclusões

Nesta dissertação investigaram-se as relações estatísticas entre a variabilidade do transporte meridional de energia e os dois principais modos de variabilidade da circulação atmosférica: os modos anulares do HN (índices NAM aos níveis de 1000 hPa e de 50 hPa), no caso da circulação extratropical, e o ENSO, que domina a variabilidade interanual da atmosfera tropical, com impactos globais no sistema climático. O estudo baseou-se nos dados das reanálises ERA-Interim do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). As reanálises ERA-Interim, tal como outras análises e reanálises, apresentam problemas de conservação de massa devidos a erros na componente divergente do vento (Berrisford et al. 2011). A presença desses erros foi verificada neste trabalho sendo necessário corrigir os erros no transporte de energia devidos aos erros no fluxo de massa. O método aqui utilizado é semelhante ao utilizado por Chiodo e Haimberger (2010). Neste estudo a correção do fluxo de massa é aplicada diretamente ao transporte integrado numa superfície, S_φ , que se estende desde a superfície do globo até ao topo da atmosfera, ao longo da latitude φ , enquanto Chiodo e Haimberger (2010) aplicam a correção ao integral da divergência do transporte de energia, integrada na coluna vertical de atmosfera. O método aqui utilizado, mostra ser bastante efetivo na correção dos fluxos totais de massa através da “parede”, S_φ , e faz correções bastante significativas ao transporte meridional de energia, comparáveis às correções feitas no estudo de Mayer e Haimberger (2012).

Na primeira parte do trabalho, fez-se a decomposição estatística do transporte meridional de energia nas componentes associadas à circulação meridional média, aos eddies transientes e aos eddies estacionários. Esta decomposição teve em consideração que os dados em níveis isobáricos apresentam valores artificiais debaixo de terra. Para lidar com este dado, seguiu-se a metodologia de Boer (1982). A metodologia de correção dos erros devidos ao fluxo, utilizada neste estudo, e a metodologia de Chiodo e Haimberger (2010) apenas se aplicam a transportes integrados verticalmente. Por isso, não foi possível utilizar dados corrigidos nível a nível, sendo a decomposição estatística do transporte baseada em dados não corrigidos. No entanto, os resultados obtidos estão de acordo com os resultados obtidos noutros estudos e com outros dados (e.g., Peixoto & Oort 1992; Trenberth & Stepaniak 2003a). A circulação média meridional, associada com a célula de Hadley, domina o transporte de energia nas regiões tropicais, sendo o transporte efetuado essencialmente pelos eddies transientes e estacionários nas regiões extratropicais.

A segunda parte do trabalho constitui o principal foco desta dissertação: o estudo das relações estatísticas entre a variabilidade do transporte meridional de energia e os dois principais modos de variabilidade da circulação atmosférica. Nesta parte apenas se analisaram os valores do transporte corrigido. Os compósitos das anomalias do transporte associados a eventos de El Niño e a eventos de La Niña confirmam que grande parte da variabilidade do transporte está associada a variações de intensidade da célula de Hadley, sendo o transporte maior durante períodos de El Niño, em DJF (Nguyen et al. 2013). A oscilação ártica e a intensidade do vórtice estratosférico polar apresentam variações diárias, por isso a relação destas variações com as anomalias do transporte de energia foi estudada utilizando dados com resolução diária. Em primeiro lugar calcularam-se as correlações desfasadas do índice da AO e da intensidade do vórtice polar com as anomalias do transporte das diferentes formas de energia. As correlações foram baseadas nas anomalias intrasazonais (novembro a março) e as séries temporais foram previamente filtradas por médias móveis de 7 dias. O resultado que mais se destaca na análise das correlações é o desfasamento dos máximos de correlação, observando-se que as anomalias da intensidade do vórtice polar antecedem as anomalias do transporte de energia e estas, por sua vez, antecedem as anomalias da AO. Este resultado sugere que as anomalias do transporte de energia estão associadas

aos processos que ligam a variabilidade do vórtice estratosférico e as anomalias da circulação à superfície. Os padrões de correlação sugerem também que as anomalias do transporte de energia se deslocam para latitudes mais altas à medida que o índice da AO se intensifica. Este resultado é confirmado pela análise dos compósitos das anomalias do transporte de vapor de água, associadas a períodos de rápida intensificação da AO. As anomalias aparecem inicialmente na região subtropical e progridem para norte à medida que a AO intensifica, deixando as anomalias de serem estatisticamente significativas após o pico de intensidade da AO. Dado que o transporte de vapor, nas latitudes extratropicais, é efetuado essencialmente pelos eddies transientes, os resultados das correlações e dos compósitos sugerem uma interpretação da AO diferente da que mais comumente se encontra na literatura. Seguindo a ideia prevalecente na comunidade científica (e.g., Hurrell et al. 2003), a polaridade da AO exerce influência sobre as trajetórias das depressões extratropicais (“storm-tracks”). A modulação das trajetórias das depressões, com os efeitos associados à interação com o oceano e ao transporte de calor latente e sensível, resulta em variações coerentes no clima sobre grandes regiões, com impactos profundos sobre os ecossistemas (Hurrell & Deser 2010). Os resultados obtidos nesta dissertação sugerem que a intensidade da AO é consequência das trajetórias preferenciais das depressões (mais a norte ou mais a sul). A modulação das trajetórias preferenciais das depressões resultará de processos com escalas temporais mais longas do que a escala sinóptica e que influenciam as ondas planetárias, sendo as flutuações da intensidade do vórtice polar um desses processos. Na escala sazonal ou interanual perde-se a resolução temporal dos processos que condicionam os trajetos preferenciais das depressões e, nessas escalas, o índice da AO deve ser tomado como um indicador estatístico daqueles processos. Assim, quando se fazem estudos de impactos da AO, correlacionando as médias sazonais ou interanuais de uma dada variável, por exemplo a temperatura ou a precipitação com o índice AO, estar-se-á a procurar manifestações estatísticas dos processos que determinam a amplitude das ondas planetárias e os trajetos preferenciais das depressões.

Referências

- Adam, O., Bischoff, T. & Schneider, T., 2015. Seasonal and interannual variations of the energy flux equator and ITCZ . Part I : Zonally averaged ITCZ position. *Journal of Climate*, pp.1–37.
- Ambaum, M.H.P., Hoskins, B.J. & Stephenson, D.B., 2001. Arctic oscillation or North Atlantic oscillation? *Journal of Climate*, 14(16), pp.3495–3507.
- Andrews, D.G., Holton, J.R. & Leovy, C.B., 1987. *Middle Atmosphere Dynamics*, Academic Press.
- Baldwin, M.P. et al., 2003. Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts. *Science (New York, N.Y.)*, 301(5633), pp.636–640.
- Baldwin, M.P. & Dunkerton, T.J., 2001. Stratospheric Harbingers of Anomalous Weather Regimes. *Science*, 294 (5542), pp.581–584.
- Baldwin, M.P. & Thompson, D.W.J., 2009. A critical comparison of stratosphere–troposphere coupling indices. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(644), pp.1661–1672.
- Berrisford, P. et al., 2011. Atmospheric conservation properties in ERA-Interim. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(659), pp.1381–1399.
- Boer, G.J., 1982. Diagnostic Equations in Isobaric Coordinates. *Monthly Weather Review*, 110(12), pp.1801–1820.
- Bretherton, C.S. et al., 1999. Effective number of degrees of freedom of a spatial field. *Journal of Climate*, 12(1969), pp.1990–2009.
- Charney, J.G. & Drazin, P.G., 1961. Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 66(1), pp.83–109.
- Chiodo, G. & Haimberger, L., 2010. Interannual changes in mass consistent energy budgets from ERA-Interim and satellite data. *Journal of Geophysical Research*, 115(D2), p.D02112.
- Dee, D.P. et al., 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), pp.553–597.
- Fasullo, J.T. & Trenberth, K.E., 2008. The annual cycle of the energy budget. Part I: Global mean and land-ocean exchanges. *Journal of Climate*, 21(10), pp.2297–2312.
- Feldstein, S.B. & Franzke, C., 2006. Are the North Atlantic Oscillation and the Northern Annular Mode Distinguishable? *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63, pp.2915–2930.
- Garfinkel, C.I., Waugh, D.W. & Gerber, E.P., 2013. The effect of tropospheric jet latitude on coupling between the stratospheric polar vortex and the troposphere. *Journal of Climate*,

- 26(6), pp.2077–2095.
- Graversen, R.G. et al., 2008. Vertical structure of recent Arctic warming. *Nature*, 451(7174), pp.53–56.
- Hartmann, D.L., 1994. *Global Physical Climatology*.
- Holton, J.R. & Hakim, G.J., 2013. *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Elsevier.
- Holton, J.R. & Mass, C., 1976. Stratospheric Vacillation cycles. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33, pp.2218–2225.
- Hurrell, J.W. et al., 2003. Climatic Significance and Environmental Impact The North Atlantic Oscillation. *Geophysical Monograph*, 134.
- Hurrell, J.W. & Deser, C., 2010. North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems*, 79(3-4), pp.231–244.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y. & Ottersen, G., 2003. An overview of the North Atlantic oscillation, The North Atlantic Oscillation. *Climatic Significance and Environmental Impact*, (134), pp.1–35.
- Karami, K. et al., 2015. On the climatological probability of the vertical propagation of stationary planetary waves. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 15(22), pp.32289–32321.
- Liberato, M.L.R. et al., 2007. Wave Energy Associated with the Variability of the Stratospheric Polar Vortex. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(7), pp.2683–2694.
- Limpasuvan, V. & Hartmann, D.L., 1999. Eddies and the annular modes of climate variability 1. *October*, 26(20), pp.3133–3136.
- Marshall, J. & Plumb, R.A., 2008. Atmosphere, Ocean and Climate Dynamics: An Introductory Text. In Cambridge, Massachusetts: Pres, Elsevier Academic, p. 344.
- Masuda, K., 1988. Meridional heat transport by the atmosphere and the ocean: analysis of FGGE data. *Tellus A*, (1976), pp.285–302.
- Mayer, M. & Haimberger, L., 2012. Poleward atmospheric energy transports and their variability as evaluated from ECMWF reanalysis data. *Journal of Climate*, 25(2), pp.734–752.
- Michaud, R. & Derome, J., 1991. On the mean meridional transport of energy in the atmosphere and oceans as derived from six years of ECMWF analyses. *Tellus A*, 43A, pp.1–14.
- Nguyen, H. et al., 2013. The hadley circulation in reanalyses: Climatology, variability, and Change. *Journal of Climate*, 26(10), pp.3357–3376.
- Oort, A.H., 1971. The Observed Annual Cycle in the Meridional Transport of Atmospheric Energy. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(3), pp.325–339.
- Oort, A.H. & Yienger, J.J., 1996. Observed interannual variability in the Hadley circulation and

- its connection to ENSO. *Journal of Climate*, 9(11), pp.2751–2767.
- Overland, J.E., Wood, K.R. & Wang, M., 2011. Warm Arctic—cold continents: climate impacts of the newly open Arctic Sea. *Polar Research*, 30(0), pp.1–14.
- Peixoto, J.P. & Oort, A.H., 1992. *Physics of Climate*, Springer.
- Perlwitz, J. & Harnik, N., 2003. Observational evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection. *Journal of Climate*, 16(18), pp.3011–3026.
- Philander, S.G., Holton, J.R. & Dmowska, R., 1989. *El Nino, La Nina, and the Southern Oscillation*, Elsevier Science.
- Randall, D., 2015. *An Introduction to the Global Circulation of the Atmosphere*, Princeton University Press.
- Storch, H. Von & Zwiers, F.W., 1999. *Climate Research*.
- Thompson, D.W.J., Baldwin, M.P. & Wallace, J.M., 2002. Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for prediction. *Journal of Climate*, 15(12), pp.1421–1428.
- Thompson, D.W.J. & Li, Y., 2015. Baroclinic and barotropic annular variability in the Northern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, (Wallace 2000), p.141009113140004.
- Thompson, D.W.J. & Wallace, J.M., 1998. The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25(9), pp.1297–1300.
- Trenberth, K.E. & Solomon, a, 1994. The Global Heat-Balance - Heat Transports in the Atmosphere and Ocean. *Climate Dynamics*, 10, pp.107–134.
- Trenberth, K.E. & Stepaniak, D.P., 2003a. Covariability of Components of Poleward Atmospheric Energy Transports on Seasonal and Interannual Timescales. *Journal of Climate*, 16(22), pp.3691–3705.
- Trenberth, K.E. & Stepaniak, D.P., 2003b. Seamless poleward atmospheric energy transports and implications for the Hadley circulation. *Journal of Climate*, 16(22), pp.3706–3722.
- Tripathi, O.P. et al., 2015. The predictability of the extratropical stratosphere on monthly timescales and its impact on the skill of tropospheric forecasts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(689), pp.987–1003.
- Yang, H. et al., 2015. Decomposing the meridional heat transport in the climate system. *Climate Dynamics*, 44(9-10), pp.2751–2768.