2

O Clima de Portugal nos Séculos XX e XXI

Pedro M. A. Miranda (Coordenador) Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa

M. Antónia Valente Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa

António R. Tomé Universidade da Beira Interior Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa

Ricardo Trigo Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa Universidade Lusófona

M. Fátima E. S. Coelho Instituto de Meteorologia

Ana Aguiar Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa

Eduardo B. Azevedo Universidade dos Açores

ÍNDICE 2.3.5 Evolução Climática dos Sectores dos Açores e da Madeira nos Cenários SRES 80 2.4 CENÁRIOS CLIMÁTICOS OBTIDOS SUMÁRIO EXECUTIVO 47 COM MODELOS REGIONAIS EXECUTIVE SUMMARY 48 EM PORTUGAL CONTINENTAL 81 2. O CLIMA DE PORTUGAL 2.4.2 Comparação entre Simulações de Controlo e a Normal NOS SÉCULOS XX E XXI 49 Climática Observada 84 2.2 CLIMA OBSERVADO 49 2.5 CENÁRIOS DE MUDANÇA CLIMÁTICA 2.2.1.1 Climatologia 1961-1990 50 2.5.1 Modelo CIELO 98 2.5.1.1 Validação do Modelo CIELO na Ilha Terceira 99 2.5.1.2 Teste do Modelo CIELO na Ilha de São Miguel 100 2.2.2.1 Climatologia 1961-1990 da Ilha de S. Miguel.......... 60 2.5.1.3 Calibração do Modelo CIELO na Ilha da Madeira ... 100 2.2.2.2 Tendências Climáticas na Ilha de S. Miguel 62 2.2.2.3 Climatologia 1961-1990 da Ilha Terceira 65 2.6.1 Comparação entre as Normais Climáticas e os Cenários de Controlo101

2.7 CENÁRIOS CLIMÁTICOS NA MADEIRA106

2.8 CONSIDERAÇÕES FINAIS 109

2.9 REFERÊNCIAS 111

e os Cenários de Controlo106

2.7.1 Comparação entre as Normais Climáticas

2.3.4 Evolução Climática da Península Ibérica nos Cenários

no Cenário IS92a......74

SRES 76

2.3.3 Evolução Climática da Península Ibérica

SUMÁRIO EXECUTIVO

A evolução do clima da Terra nas três últimas décadas colocou o problema da mudança climática na agenda internacional. Especialmente a partir da última década do século xx, tornou-se clara uma tendência de aquecimento, ainda moderada mas já acima do nível usual de variabilidade interanual. De facto, os 5 anos mais quentes dos últimos 150 anos (1998, 2003, 2002, 2001 e 1997, por ordem decrescente de anomalia) foram observados na última década. O Verão de 2003 foi classificado como o mais quente da Europa nos últimos 500 anos, tendo-se traduzido em graves impactos na saúde pública e, no caso de Portugal, também na ocorrência da maior vaga de incêndios florestais. A quebra sucessiva de recordes para a temperatura em diferentes regiões e a ocorrência de situações extremas de calor, com grande impacto económico e social, obrigou a generalidade da sociedade a olhar para o aquecimento global como um problema premente, a requerer estudo, monitorização e planeamento.

Observações meteorológicas realizadas em Portugal Continental e nas Regiões Autónomas dos Açores e Madeira indicam que o clima português sofreu, ao longo do século xx, uma evolução caracterizada por dois períodos de aquecimento, intercalados por um período de arrefecimento. Desde a década de 1970, a temperatura média subiu em todas as regiões de Portugal, a uma taxa de cerca de 0,5 °C/década, mais do dobro da taxa de aquecimento observada para a temperatura média mundial. Na generalidade das regiões portuguesas, observou-se uma subida mais intensa das temperaturas mínimas traduzida numa redução da amplitude térmica diária. Outras variáveis climáticas apresentam variações importantes, como é o caso da nebulosidade, da insolação e da humidade relativa, mostrando que o processo de aquecimento global é complexo na sua interacção com o ciclo da água.

No que se refere à precipitação, a evolução observada apresenta grande irregularidade e não se verificam tendências significativas no seu valor médio anual. No entanto, tanto no Continente como nos Açores, observou-se nas últimas décadas uma importante correlação entre a evolução da precipitação média de Inverno e o valor da Oscilação do Atlântico Norte (NAO), índice climático que caracteriza a circulação atmosférica numa vasta área do hemisfério Norte. A subida sistemática deste índice entre a década de 1960 e a década de 1990 foi acompanhada por uma redução muito significativa da precipitação no fim do Inverno e início da Primavera, especialmente no mês de Março, em Portugal Continental. A evolução recente parece, no entanto, ser no sentido de uma redução da NAO, sendo clara a necessidade de acompanhar atentamente estudos sobre este indicador.

Os cenários climáticos considerados neste estudo constituem uma estimativa da provável evolução do clima global ao longo do século XXI. Para o efeito, consideram-se três cenários de emissão de gases com efeito de estufa e recorre-se a dados climáticos provenientes de diversos modelos globais e regionais. A diferença entre os diferentes resultados, no conjunto de cenários considerado, permite avaliar a incerteza associada às projecções climáticas analisadas.

Todos os modelos, em todos os cenários, prevêem um aumento significativo da temperatura média em todas as regiões de Portugal até ao fim do século XXI. No Continente são estimados aumentos da temperatura máxima no Verão entre 3 °C na zona costeira e 7 °C no interior, acompanhados por um grande incremento da frequência e intensidade de ondas de calor. Nas regiões insulares os aumentos da temperatura máxima deverão ser mais moderados, entre os 2 °C e os 3 °C na Madeira, enquanto para os Açores se estimam aumentos entre 1 °C e 2 °C.

No que se refere à precipitação, a incerteza do clima futuro é substancialmente maior. No entanto, quase todos os modelos prevêm redução da precipitação em Portugal Continental durante a Primavera, Verão e Outono. O modelo regional de clima utilizado prevê reduções da precipitação no Continente que podem atingir valores correspondentes a 20 % a 40 % da precipitação anual, com as maiores perdas a ocorrem na região Sul. Nas Ilhas as estimativas de variação da precipitação são muito diferentes das estimadas para o Continente. Resultados do modelo global seleccionado para a Madeira indicam uma forte redução da precipitação de Inverno, especialmente nas zonas altas, acompanhada por reduções na Primavera e Outono e só parcialmente compensada por um incremento da precipitação de Verão. Em termos anuais, a precipitação na Madeira poderá ser reduzida em 20 a 30 %. Nos Açores, os resultados indicam variações relativamente pequenas na precipitação anual, apesar de sugerirem um aumento da precipitação de Inverno, compensado por uma redução nas outras estações.

A mudança climática é um problema global. A sua mitigação só é possível com medidas globais, afectando e mobilizando a generalidade dos países, especialmente os grandes emissores de gases com efeito de estufa. Os impactos, no entanto, são locais e podem variar qualitativamente de região para região e de sector para sector. A resposta tem, por isso, uma forte componente local e sectorial e o seu planeamento depende de uma avaliação regional dos impactos. Este trabalho pretende contribuir, com base no estado actual da ciência, para essa avaliação. A incerteza associada a este processo é elevada, sendo claro que se trata de um estudo a requerer actualização periódica.

EXECUTIVE SUMMARY

The evolution of the world climate in the three last decades pushed the climate change issues into the international agenda. The trend towards global warming became more evident in the 1990s, when observed temperature tendencies went well above the levels of interannual variability. Indeed, the 5 warmest of last 150 years (1998, 2003, 2002, 2001 and 1997, in decreasing order of the anomaly) were observed in the last decade, while 2003 was classified has the warmest in Europe in five centuries and was characterized by major impacts in public health and, in the case of Portugal, by the most damaging forest fires in recent history. The occurrence, in successive years, of record breaking conditions for high temperature in many regions with accompanying heat waves of large economic and social impact, has convinced many sectors of our society to consider global warming as an urgent problem, requiring scientific study, monitoring and planning.

Meteorological observations made in mainland Portugal and in the Autonomous Regions of the Azores and Madeira, indicate that the Portuguese climate experienced, during the 20th century, an evolution characterized by two distinct periods of warming, separated by a period of cooling. From the 1970s onwards, there was an increase in the average temperature of all Portuguese regions, at a rate of 0.5 °C/decade, more than twice what was observed for the mean world temperature. In most regions, the minimum temperature increased faster than maximum temperature leading to a reduction in the diurnal temperature range. Other variables revealed important trends, as are the cases of cloud cover, sunshine duration and relative humidity, suggesting relevant changes in the water cycle.

The evolution of precipitation is obscured by large interannual variability, and there are no clear trends in its annual values. However, both in mainland Portugal and in the Azores, the last decades have been characterized by a significant correlation between the mean winter precipitation and the corresponding mean value of the North Atlantic Oscillation (NAO) index, which has been found to be related with the slow evolution of the atmospheric circulation in a large area of the Northern Hemisphere. The upward trend experienced by the NAO index between the 1960s and the 1990s has been accompanied by a significant reduction of precipitation in late winter and early spring, especially in March, in mainland Portugal. However, NAO's recent evolution seems to be occurring in the opposite direction. Current research in the NAO dynamics must be followed with much interest by anyone interested in the climate of our region.

The climate change scenarios considered in this study offer a range of possible outcomes by the end of the 21st century. They include 3 greenhouse gases emission scenarios used by many global and two regional climate models. Uncertainty in those scenarios may be assessed by comparison of the different results.

All models, in all scenarios, predict a significant increase in the mean temperature, in all Portuguese regions, by the end of the 21st century. In mainland Portugal, increases in the maximum summer temperature are estimated at 3 °C in the coastal areas, and above 7 °C in the interior, accompanied by a major increase in the frequency and intensity of heat waves. In the Atlantic islands the increase of maximum summer temperature is expected to be more moderate, between 2 and 3 °C in Madeira, whereas in the Azores results indicate even less warming, between 1 and 2 °C.

Precipitation scenarios are much more uncertain. However, almost all models predict a reduction in precipitation over mainland Portugal during spring, summer and autumn. The latest generation of regional model projects reductions in the annual precipitation in mainland Portugal within the range of 20 to 40 % of its current values, with the greatest losses occurring in the South. In Madeira, results from global models lead to a strong reduction in winter precipitation, especially in the high grounds, accompanied by losses of precipitation in spring and autumn, and only partially compensated by an increase in the summer. In terms of the annual average, Madeira's precipitation may suffer a reduction between 20 and 30 %. In the Azores, results indicate small changes in the annual values, but suggest some change in the annual cycle, with a stronger winter precipitation being compensated by decreases in the other seasons.

Climate change is a global problem. Its mitigation requires global action, mobilizing most countries, especially those responsible for large emissions. However, impacts are local and may vary between regions and sectors. The response has, for that reason, a strong local component and its planning requires a regional assessment of climate impacts. This study aims to contribute for that assessment, as allowed by our current scientific knowledge. Uncertainty is necessarily high, and this is a study requiring periodic reevaluation.

2. O Clima de Portugal nos Séculos XX e XXI

Pedro M. A. Miranda (Coordenador), M. Antónia Valente, António R. Tomé, Ricardo Trigo, M. Fátima E. S. Coelho, Ana Aguiar, Eduardo B. Azevedo

2.1 INTRODUÇÃO

O primeiro estudo integrado da evolução do clima de Portugal Continental no século XX foi recentemente publicado em língua inglesa (Miranda et al., 2002), reunindo parte significativa das observações disponíveis na rede climatológica nacional e fazendo o enquadramento da evolução das diferentes variáveis climáticas no contexto da mudança climática observada à escala global. No presente trabalho resumem-se e actualizam-se as conclusões principais do estudo referido, no que se refere à evolução das variáveis climáticas mais relevantes, sugerindo-se uma consulta ao trabalho anterior, que, nalguns aspectos, é mais completo. Por outro

lado, este trabalho vem preencher uma importante lacuna no estudo da evolução climática de Portugal, fazendo, pela primeira vez, um estudo da mudança climática observada em todo o território, incluindo os arquipélagos dos Acores e da Madeira.

A análise de diferentes cenários de evolução climática constitui o segundo objectivo deste estudo. Na região de Portugal Continental, analisam-se cenários produzidos por diversos modelos de circulação global e por dois modelos regionais de clima, utilizando diferentes hipóteses para a evolução previsível das emissões de gases com efeito de estufa. Nas ilhas dos Açores e da Madeira procede-se a uma regionalização dos cenários de mudança global, desenvolvendo uma nova metodologia apropriada para ilhas montanhosas. O conjunto de resultados fornecidos pelos diferentes modelos, em diferentes cenários de emissão de gases de estufa, oferece-nos uma estimativa da evolução provável do nosso clima, mas também das grandes incertezas que ainda existem acerca do futuro.

2.2 CLIMA OBSERVADO

2.2.1 Portugal Continental

Portugal Continental, localizado aproximadamente entre as latitudes de 37 °N e 42 °N e

as longitudes de 9,5 °W e 6,5 °W, no extremo Sudoeste da Europa (Figura 2.1), situa-se na zona de transição entre o anticiclone subtropical (anticiclone dos Açores) e a zona das depressões subpolares, sendo o clima fortemente influenciado pela proximidade ao oceano Atlântico. Portugal Continental é uma região que se estende mais latitudinalmente do que longitudinalmente, distando as regiões mais interiores apenas cerca de 220 km do oceano Atlântico, o que não obsta a que algumas dessas regiões apresentem características climáticas do tipo continental. Outro dos factores determinantes do clima é a orografia da região, com áreas significativas das zonas Norte e Centro a ultrapassarem os 1000 m de altitude.

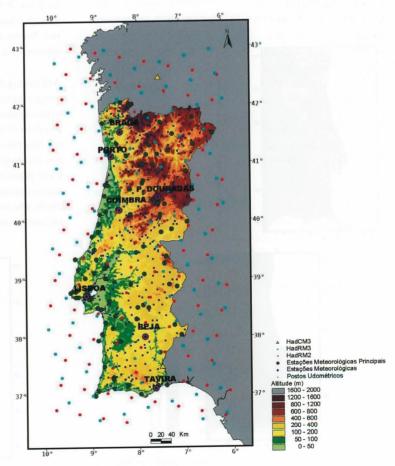


Figura 2.1 – Mapa topográfico de Portugal Continental, com a localização das estações meteorológicas e postos udométricos do Instituto de Meteorologia (IM) e dos pontos de grelha dos modelos utilizados

A variação dos factores climáticos referidos (latitude, proximidade ao oceano e orografia), embora pequena, é suficiente para induzir variações significativas na temperatura e, principalmente, na precipitação observadas em Portugal Continental. Com efeito, a região Noroeste (Minho) é uma das zonas da Europa que regista valores mais elevados de precipitação, atingindo a média da precipitação anual acumulada nalguns locais valores superiores a 3000 mm. Por outro lado, em várias zonas do interior do Alentejo, a precipitação anual acumulada não ultrapassa, em média, os 500 mm. A precipitação apresenta variações interanuais muito acentuadas, tornando a região vulnerável a fenómenos extremos associados à falta (secas) ou ao excesso de precipitação (cheias).

2.2.1.1 Climatologia 1961-1990

Temperatura do Ar

Na Figura 2.2a apresenta-se a temperatura média do ar à superfície observada no período 1961-1990. Nesse período, a temperatura média à superfície variou entre um mínimo

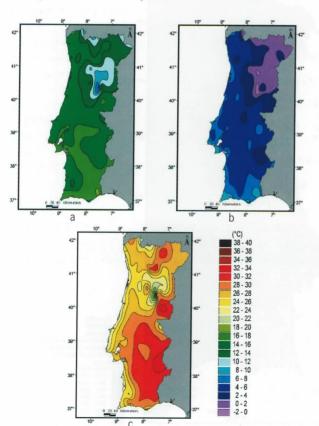


Figura 2.2 – Temperatura do ar: (a) Média anual; (b) Mínima no Inverno (Dezembro, Janeiro, Fevereiro); (c) Máxima no Verão (Junho, Julho, Agosto). Dados de observações no período 1961-1990

de 7 °C nas zonas altas da serra da Estrela, e um máximo de 18 °C na costa algarvia. A distribuição espacial da temperatura média evidencia o efeito conjugado de três factores principais: a latitude, a proximidade da costa e a altitude. A importância relativa destes factores varia no ciclo anual, sendo evidente a existência de um gradiente significativo da temperatura, na direcção Norte-Sul, durante o Inverno e um forte gradiente na zona costeira, durante o Verão.

As médias da temperatura mínima no Inverno (meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro – DJF) e da temperatura máxima no Verão (Junho, Julho e Agosto – JJA) são apresentadas na Figura 2.2b,c. A temperatura mínima no Inverno (Figura 2.2b) é inferior aos 0 °C na parte mais alta da serra da Estrela, observando-se valores inferiores a 2 °C em certas zonas do interior Norte e Centro. Os valores mais elevados da média da temperatura mínima no Inverno (cerca de 10 °C) ocorrem na costa Sul e na península de Setúbal. No Verão (Figura 2.2c), a média da temperatura máxima varia entre 16-18 °C, na serra da Estrela, e valores superiores a 32 °C na zona de Castelo Branco (interior Centro) e na região de Mourão-Amareleja (interior Sul). Em Trás-os-Montes (interior Norte) a média da temperatura máxima atinge valores superiores a 30 °C.

A distribuição espacial do número médio de dias por ano com temperatura máxima acima de 35 °C, designados por «dias muito quentes», é apresentada na Figura 2.3. O máximo absoluto ocorre na região de Mourão-Amareleja, com valores superiores a 30 dias, e os máximos relativos acontecem nas mesmas posições da Figura 2.2c. Nas zonas costeiras, e em praticamente toda a região Norte, o número de «dias muito quentes» é inferior a 5 por ano. Este parâmetro, apesar de não ser um indicador climático muito utilizado, sendo raramente relevante no clima actual, foi introduzido neste

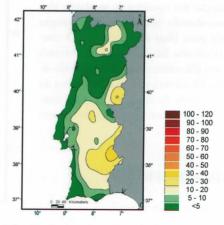


Figura 2.3 – Número médio anual de dias muito quentes (com temperatura máxima superior a 35 °C). Dados de observações no período 1961-1990

trabalho devido ao facto de os cenários climáticos futuros projectarem um aumento substancial da temperatura em Portugal Continental, com o consequente aumento da frequência e intensidade das ondas de calor. Outros indicadores relevantes incluem o número anual de dias de geada (com temperatura mínima inferior a 0 °C), noites tropicais (dias com temperatura mínima superior a 20 °C) e dias de Verão (temperatura máxima superior a 25 °C). Estes três últimos indicadores são normalmente usados como parâmetros estatísticos na caracterização de situações anómalas de calor e de frio. A sua distribuição média no período 1961-1990 é apresentada na secção 2.4.3.

Precipitação

A precipitação anual média em Portugal Continental é de cerca de 900 mm, apresentando uma variação espacial muito significativa. Tal como foi referido anteriormente, os valores mais elevados são observados no Minho, onde em algumas zonas a precipitação anual acumulada é superior a 3000 mm (Figura 2.4). Os valores mais baixos, inferiores a 400 mm/ano, ocorrem numa região restrita da Beira Interior (a sul do Douro) e mais extensivamente no interior do Alentejo, com valores inferiores a 600 mm/ano.

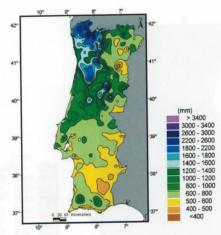


Figura 2.4 — Média da precipitação anual acumulada. Dados de observações no período 1961-1990

A análise da distribuição da precipitação pelas estações do ano (Figura 2.5) permite concluir que aproximadamente 42 % da precipitação anual ocorre no Inverno (DJF), enquanto o Verão (JJA) é a estação menos chuvosa, com cerca de 6 % da precipitação anual. As estações de transição, Primavera (Março, Abril, Maio – MAM) e Outono (Setembro, Outubro, Novembro – SON), contribuem com os restantes 52 % da precipitação anual acumulada, com uma distribuição interanual muito variável.

2.2.1.2 Tendências Climáticas Observadas

Temperatura

Uma das principais motivações dos estudos de mudança climática é o aumento da temperatura média global à superfície observado durante o último século, particularmente nos últimos 30 anos. Com efeito, a temperatura média à superficie aumentou aproximadamente 0,6 °C desde o fim do século XIX até ao presente (IPCC WGI, 2001), tendo sido identificados neste intervalo de tempo, por Jones et al. (1999) e Karl et al. (2000), dois períodos de aquecimento, entre 1910-1945 e desde 1976. Saliente-se que cerca de dois terços do aumento verificado no século xx (0,4 °C) ocorreram desde a década de 1970. Na Europa, os maiores aumentos da temperatura coincidem com os períodos de aumento a nível global (Klein Tank et al., 2002). As temperaturas mínimas, em particular, sofreram um aumento significativo, que se atribui a uma redução da frequência de ocorrência de temperaturas extremamente baixas.

Em Portugal Continental, as séries temporais (1931-2000) de temperatura máxima e mínima apresentam tendências com o mesmo sinal das observadas a nível global. Em particular, no último quarto de século registou-se um aumento significativo das temperaturas máxima e mínima médias, com os valores das tendências de ambas as temperaturas a serem da mesma ordem de grandeza. No entanto, nos últimos anos o valor da tendência da temperatura mínima é superior ao da temperatura máxima, o que implica uma diminuição da amplitude térmica. Observou-se ainda que os 6 anos mais quentes do período 1931-2000 ocorreram nos últimos 12 anos do século XX, com 1997 a ser o ano mais quente (Miranda et al., 2002).

A nível global, nas séries analisadas por diversos autores incluindo dados até 2003, verifica-se que 1998 se destaca como o ano mais quente desde que os registos começaram em 1860, sendo 2002, 2003 e 2001 respectivamente os segundo, terceiro e quarto anos mais quentes, no que se refere à temperatura média global à superfície (WMO, 2004). Nas latitudes médias e altas do hemisfério Norte (30 °N-90 °N), 2002 foi o ano mais quente do período 1860-2002 (Walpe e Lawrimore, 2003). Na Europa, o ano de 2003 foi classificado como o mais quente dos últimos 5 séculos (Luterbacher *et al.*, 2004).

Na Figura 2.6 apresenta-se a evolução das temperaturas mínima e máxima de Portugal Continental entre 1930 e 2002, incluindo uma análise da sua tendência parcial nos períodos de aquecimento (1910-1945, 1975-2002) e arrefecimento (1945-1975) da temperatura média global. O bom ajuste entre os segmentos de recta e as curvas das observações indica que a temperatura média do território continental

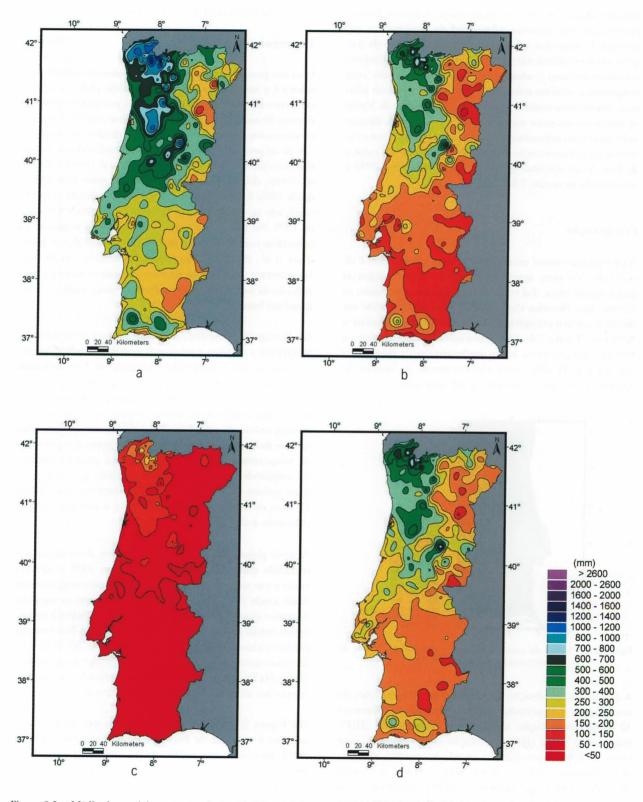


Figura 2.5 – Média da precipitação sazonal acumulada: (a) Inverno (DJF); (b) Primavera (MAM); (c) Verão (JJA) e (d) Outono (SON). Dados de observações no período 1961-1990

português acompanhou o comportamento global, registando dois períodos de aquecimento significativo, intercalados por um período de arrefecimento moderado. Nos últimos 27 anos a temperatura máxima apresenta uma tendência positiva (+0,47 °C/década) ligeiramente inferior à da temperatura mínima (+0,48 °C/década). Verifica-se ainda que, embora nos anos de 2001 e 2002 não se tenham observado temperaturas tão elevadas em Portugal Continental como nos anos mais quentes da década de 1990, estes dois anos estão nos 10 % de anos mais quentes em relação à média climatológica de 1961-1990 (Walpe e Lawrimore, 2003).

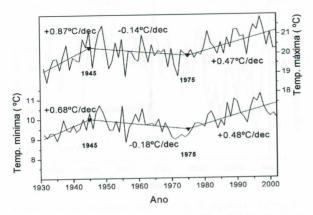


Figura 2.6 — Evolução temporal das médias das temperaturas máxima (curva de cima) e mínima (curva de baixo) em Portugal Continental. Sobrepostos estão os ajustes lineares às curvas calculados com os anos de mudança das tendências de Karl et al. (2000) (1945 e 1975 — rectas a cheio). Os valores das tendências para os períodos 1930-1945, 1946-1975 e 1976-2002 estão assinalados em °C por década

Para ultrapassar os casos em que os valores globais obtidos por Karl et al. (2000) não são adequados, desenvolveu-se, no âmbito deste trabalho, um novo método que permite identificar, para cada série, os anos que evidenciam uma mudança de tendência (Tomé e Miranda, 2004). O novo método consiste em encontrar a curva composta por troços de recta contínuos que melhor se ajusta às séries, em termos da minimização da soma dos desvios quadráticos, com as condições do período abarcado por cada segmento de recta ser igual ou superior a um dado limite, e de dois segmentos de recta consecutivos terem declives de sinal contrário. De facto, quando se aplica esse método de ajuste de segmentos de recta às séries centenárias de temperatura máxima (corrigida em +0,9 °C nos anos anteriores a 1942, Tomé et al., 2002) e mínima da estação de Lisboa/Geofísico (Figura 2.7), verifica-se que o comportamento lento dessas séries é melhor ajustado por uma escolha diferente de anos de mudança de tendência. Assim, no caso da temperatura mínima nesta estação, o período entre 1910 e 1945 apresenta uma tendência negativa quase nula e o mesmo acontece com o período entre 1945 e 1975. No caso da temperatura máxima a série apresenta diferenças significativas em relação à série média de Portugal Continental. Salienta-se, no entanto, que as séries correspondentes a estações individuais têm maior variabilidade interanual, e podem ser afectadas por mudanças ocorridas na estação.

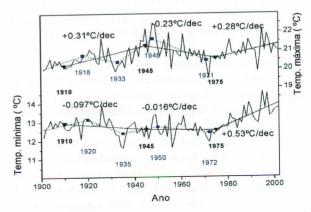


Figura 2.7 – Tal como a Figura 2.6 mas para a estação de Lisboa//Geofísico. Representam-se igualmente os ajustes lineares calculados com anos móveis, segundo o método de Tomé e Miranda (2004) (rectas a tracejado)

Na série de Lisboa da temperatura mínima, a característica mais acentuada é o elevado valor da tendência no último período de aquecimento (+0,53 °C/década a partir de 1975). Este valor é consideravelmente superior à tendência da temperatura máxima no mesmo período (+0,28 °C/ /década). Contrariamente ao que acontece à temperatura média global, em meados da década de 1940 não se observa uma inversão de tendência da temperatura mínima de Lisboa. A diminuição da amplitude térmica em Lisboa, que ocorre desde o último quarto do século XX, está em sintonia com o que aconteceu a nível global. A diminuição da amplitude térmica não é exclusiva deste período, tendo também ocorrido entre meados da década de 1940 e inícios da década de 1970. Porém, neste caso, a diminuição da amplitude térmica deveu-se à diminuição observada da temperatura máxima, que se seguiu a um aumento significativo da mesma e, simultaneamente, à fraca variação da temperatura mínima entre meados da década de 1930 e o começo da década de 1970. Conclui-se que a amplitude térmica de Lisboa tem vindo a decrescer desde meados da década de 1940, embora por motivos diferentes nos períodos anterior e posterior a 1975.

Humidade, Nebulosidade e Insolação

A humidade relativa constitui uma variável importante na análise do clima de uma região. Na Figura 2.8 apresentam-se séries temporais da humidade relativa média sazonal e anual para a estação de Lisboa/Geofísico às 9 h. Note-se que a curva representada na Figura 2.8b vem substituir a série de

humidade relativa apresentada em Miranda et al. (2002) que não está correcta. Com efeito, devido a um erro de cálculo nas humidades relativa e específica apresentadas no trabalho anterior, os valores encontram-se sobrestimados até 15 %, apesar de a tendência ser qualitativamente idêntica. As séries de humidade relativa são neste trabalho devidamente corrigidas e actualizadas com dados até 2002.

Foram feitos ajustes lineares simples às séries de humidade relativa de Lisboa e as tendências encontram-se igualmente representadas na Figura 2.8. Verificou-se que em todas as estações do ano a tendência encontrada é positiva, sendo maior no Verão e no Outono (+1,3 %/década) e menor no Inverno e Primavera (+0,7 %/década e +0,6 %/década respectivamente). A humidade relativa anual em Lisboa cresceu em média a uma taxa de +1 %/década no período considerado, sendo 2002 o ano com a maior humidade relativa da série (80 %). O persistente aumento da humidade relativa durante o século xx ocorreu igualmente noutros pontos do país.

90

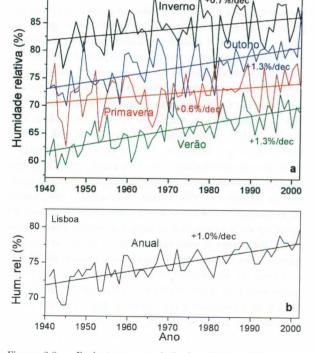


Figura 2.8 — Evolução temporal da humidade relativa sazonal e anual às 9 h na estação de Lisboa/Geofísico e sua tendência linear. Os números indicam as tendências no período total considerado

É importante relacionar o comportamento da humidade relativa com a nebulosidade e insolação observadas no século xx em Lisboa (Figura 2.9). Com efeito, a nebulosidade média

anual aumentou claramente entre 1940 e finais da década de 1980, atingindo 5,16 oitavos em 1987. Desde esta altura, o comportamento da nebulosidade torna-se mais irregular, tendo ocorrido valores inferiores aos atingidos até ao final da década de 1980, observando-se um valor relativamente baixo em 1992 (3,89 oitavos). A insolação anual observada em Lisboa está em oposição de fase com a nebulosidade, verificando-se um decréscimo acentuado até ao final da década de 1980, seguido de uma variação sem sinal claro até 2002.

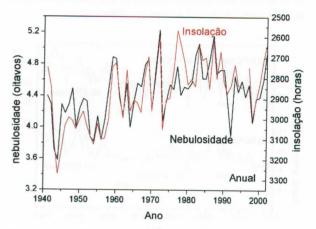


Figura 2.9 – Evolução da nebulosidade média às 9 h e da insolação na estação de Lisboa/Geofísico (valores anuais). Notar que a escala da insolação está invertida

No comportamento das séries sazonais da nebulosidade média registada em Lisboa (não apresentadas) são igualmente identificáveis tendências crescentes em todas as estações do ano até à década de 1980, que são acompanhadas por decréscimos da insolação sazonal. Embora as observações de nebulosidade e insolação não sejam totalmente fiáveis — as primeiras devido ao seu carácter qualitativo, as segundas devido ao método de medida — os comportamentos em fase das séries e das tendências da nebulosidade, insolação e humidade relativa tornam os resultados apresentados na Figura 2.9 mais robustos. Um aumento da nebulosidade devida a nuvens baixas é consistente com um acréscimo na humidade relativa perto da superfície e com um decréscimo do número de horas de sol, o que provoca uma diminuição da amplitude térmica diária.

Precipitação

Os últimos 20 anos do século xx foram particularmente pouco chuvosos em Portugal Continental em comparação com os valores médios registados no período 1961-1990. Com efeito, apenas em 6 dos últimos 20 anos do século passado foi a precipitação anual superior à média de 1961-1990. No entanto, deve realçar-se que nos anos de 2001 e 2002 ocor-

reram precipitações anuais superiores à média de 1961-1990. As séries sazonais actualizadas de precipitação média em Portugal Continental são apresentadas na Figura 2.10.

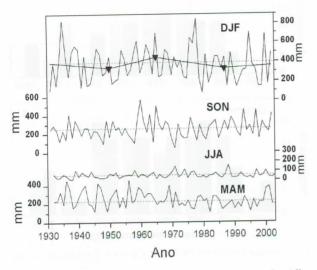


Figura 2.10 — Evolução temporal da precipitação sazonal média em Portugal Continental. Rectas a tracejado indicam a média no período 1961-1990. Ajustes lineares para a série de Inverno calculados segundo Tomé e Miranda (2004)

A característica mais significativa que se observa na Figura 2.10 é a redução de precipitação na Primavera nas últimas três décadas do século XX, acompanhada por aumentos muito ligeiros nas outras estações. Devido à variabilidade interanual da precipitação ser muito grande, apenas a diminuição da precipitação na Primavera é estatisticamente significativa. Novamente, deve referir-se que nos anos de 2000 e 2001 a precipitação na Primavera atingiu valores elevados que não eram observados desde o final da década de 1960. O Inverno de 2000 foi particularmente chuvoso (o 3.º mais chuvoso dos últimos 30 anos), sendo o Inverno seguinte (2001) o 5.º mais seco dos últimos 30 anos da série representada na Figura 2.10. A variação da precipitação na Primavera está associada a variações da NAO, adiante referidas.

A Figura 2.11 apresenta as anomalias médias mensais de precipitação entre os períodos 1971-2000 e 1941-1970. Esta figura permite uma leitura mais simples da evolução a longo prazo do clima médio da precipitação. No período de 1971-2000 detecta-se claramente uma perda de precipitação na Primavera em relação ao anterior período de 30 anos. Esta perda ocorreu principalmente no mês de Março, que apresenta uma anomalia (negativa) de -66 mm. O decréscimo acentuado de precipitação em Março, em diversas estações climáticas situadas em Portugal Continental, foi identificado inicialmente por Mendes e Coelho (1993). Verifica-se ainda que os ganhos moderados de precipitação em

Outubro e Dezembro apresentados na Figura 2.11 foram compensados pelas perdas registadas em Janeiro, Fevereiro e Novembro, enquanto que as variações acumuladas entre Abril e Setembro são irrelevantes. No que se refere à precipitação acumulada anual, ocorreram menos 80 mm no período 1971-2000 do que no período 1941-1970, valor comparável ao da perda de precipitação em Março. Estes números podem ser interpretados como traduzindo uma redução do período de Inverno e antecipação da Primavera, efeitos encontrados em diversos ambientes no hemisfério Norte e patentes em cenários de aquecimento global.

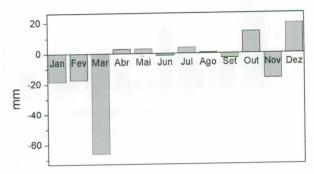


Figura 2.11 — Variação da precipitação média mensal em Portugal Continental. Anomalia entre os períodos 1971-2000 e 1941-1970

Distribuindo a precipitação de cada uma das estações do ano nos períodos 1941-1970 e 1971-2000 por classes, é possível calcular a frequência com que essas classes ocorreram nos dois períodos (Figura 2.12). No caso do Inverno, no período 1971-2000, a precipitação é distribuída por mais classes, aparecendo duas classes adicionais (superior a 700 mm e inferior a 100 mm) em relação ao período 1941-1970. Isto significa que no Inverno a variabilidade interanual da precipitação aumentou no último período, com a ocorrência tanto de Invernos mais secos como mais chuvosos. Na Primavera observou-se um decréscimo acentuado das classes mais elevadas de precipitação (acima de 300 mm) no período mais recente, com uma concentração da distribuição num pequeno número de classes. Por outro lado, no fim do século xx, as classes de menor precipitação sofreram um aumento significativo de frequência, o que vem pôr em relevo, novamente, a perda substancial de precipitação que tem vindo a ocorrer na Primavera. Os histogramas de Verão também apresentam variações importantes entre os dois períodos considerados. Embora a precipitação total não varie significativamente entre os dois períodos, observa-se um aumento da frequência de Verões muito secos e a ocorrência de alguns Verões relativamente húmidos (com precipitação acima dos 150 mm), o que implica um aumento da variabilidade interanual do Verão. No Outono, os histogramas para os períodos 1941-1970 e 1971-2000 não apresentam diferenças significa-

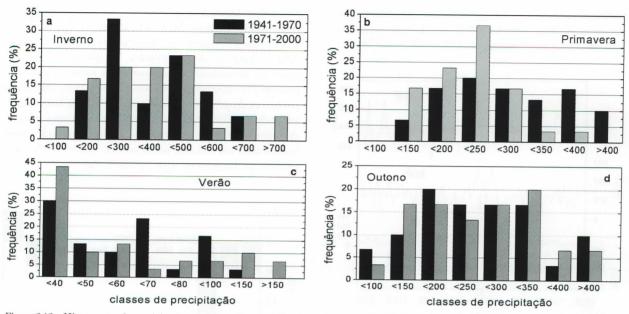


Figura 2.12 – Histogramas da precipitação sazonal em Portugal Continental nos períodos 1941-1970 e 1971-2000. Classes de precipitação em mm

tivas, ocorrendo uma redistribuição da precipitação entre as diferentes classes.

A Oscilação do Atlântico Norte

A oscilação do Atlântico Norte, designada por NAO (North Atlantic Oscillation), constitui um dos modos principais de variabilidade lenta da atmosfera que afecta o clima de Portugal. O índice NAO foi inicialmente proposto por Walker (1924) como a diferença de pressão entre os Açores e a Islândia. Recentemente, outros autores (Jones et al., 1997a; Osborn et al., 1999) têm vindo igualmente a utilizar como índice NAO a diferença de pressão entre Lisboa e a Islândia ou entre Gibraltar e a Islândia. O índice NAO está relacionado com a intensidade do vento de oeste no Atlântico Norte. A NAO pode ser interpretada em termos de uma troca meridional, em larga escala, de massa atmosférica (van Loon e Rogers, 1978) ou como a oscilação, de larga escala, de uma configuração do campo da anomalia da pressão (Wallace e Gutzler, 1981), e nas últimas décadas tem estado fortemente correlacionada com a precipitação e temperatura médias de certas regiões da Europa (Hurrel, 1995; Hurrel e van Loon, 1997; Trigo et al., 2002). No caso da Península Ibérica, a tendência da NAO no mês de Março encontra-se negativamente correlacionada com a tendência da precipitação observada nesse mês (Zhang et al., 1997).

A correlação entre o índice NAO e a precipitação de Inverno, na parte Oeste da Península, pode ser entendida como uma consequência da precipitação nesta zona ser, em grande

parte, de origem frontal e depender fortemente da trajectória das depressões no Atlântico Norte. As observações indicam que, a valores baixos do índice NAO estão associadas quantidades de precipitação acima da média em Portugal, enquanto valores elevados deste índice correspondem a quantidades de precipitação abaixo da média (Trigo *et al.*, 2002).

O impacto da NAO sobre regiões oceânicas e continentais é claramente identificado nos campos da reanálise do NCEP/ /NCAR (National Center for Environmental Prediction/ /National Center for Atmospheric Research). A distribuição espacial da correlação da NAO (calculada como a diferenca de pressão entre Gibraltar e a Islândia) com a precipitação e o campo da pressão pode ser inferida da análise da Figura 2.13. Para a construção da Figura 2.13 definiram-se os compósitos sazonais com NAO elevada (NAO baixa) como contendo todos os Invernos (com Março incluído, média dos valores em DJFM) com índice NAO>0,5 (<-0,5), sendo o índice NAO normalizado da forma tradicional (a série temporal da NAO normalizada possui média zero e desvio-padrão unitário). As diferenças entre as taxas de precipitação de compósitos com NAO elevada e NAO baixa que são significativas ao nível de 5 % estão representadas através de uma escala de cores, tendo a significância estatística dos compósitos sido calculada utilizando um teste t-student para a hipótese nula de médias iguais. A anomalia do campo de pressão entre os dois compósitos, NAO elevada e NAO baixa, foi representada usando isolinhas.

Da observação da Figura 2.13 conclui-se que as anomalias positivas de precipitação se concentram nas latitudes mais

a norte, estendendo-se desde o Sul da Gronelândia até à Finlândia e atingindo valores máximos ao sul da Islândia e a oeste da Escócia. Nas latitudes mais a sul, uma banda extensa de anomalias negativas está situada entre a zona a oeste dos Açores e a região do mar Negro, com os valores mais elevados localizados entre o arquipélago dos Açores e a parte Oeste da Península Ibérica.

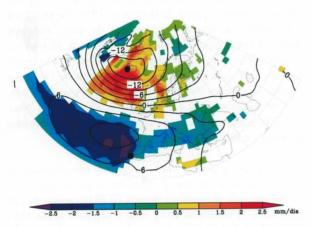


Figura 2.13 — Anomalia da precipitação (a cores) e anomalia da pressão ao nível do mar (hPa — isolinhas) em DJFM entre compósitos com NAO>0.5 e NAO<-0,5. Dados NCEP (1958-1997). NAO calculada entre a Islândia e Gibraltar (círculos pretos)

Na Figura 2.14 apresenta-se a evolução do índice NAO no Inverno alargado (DJFM) desde 1880 até 2003. A partir dos valores do índice calcularam-se tendências parciais, para períodos mínimos de 20 anos, tendo-se determinado três pontos de mudança do sinal da tendência (1914, 1969 e 1988). Esta curva é importante na análise da evolução da precipitação nalguns pontos de Portugal, nomeadamente nos Açores.

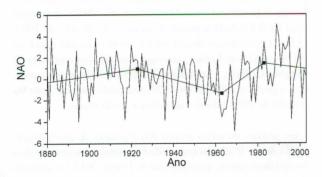
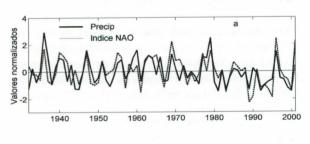
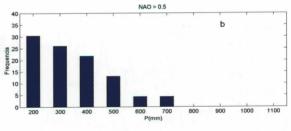


Figura 2.14 — Evolução do índice NAO desde 1880. Índice calculado por J. Hurrell (1995), tendências parciais calculadas por Tomé e Miranda (2004)

Na Figura 2.15a apresentam-se séries temporais da precipitação mensal nos meses de Inverno (DJFM) para Portugal Continental e do índice NAO. As séries foram normalizadas

e o índice NAO multiplicado por (-1) para facilitar comparações visuais. O coeficiente de correlação entre as curvas é de r=-0,66 (estatisticamente significativo ao nível 1 %). Entre 1939 e 2001, que abarca 63 Invernos, a distribuição de Invernos com NAO elevada (20), com NAO baixa (24) e com NAO média (26) é quase homogénea. Comparando os histogramas da precipitação de Inverno para os compósitos de NAO elevada (Figura 2.15b) e baixa (Figura 2.15c), conclui-se que, em condições de NAO elevada, se observa uma redução muito significativa da frequência das classes de precipitação mais abundante. Contudo, ambos os histogramas indicam que este aumento não está relacionado com uma simples translação entre as classes. De facto, quando se observa uma redução da NAO, tanto o desvio-padrão como a gama inter quartis (IQR - diferença entre o percentil 75 e o percentil 25) sofrem um aumento, ou seja: a distribuição da precipitação, associada ao compósito com NAO baixa, engloba uma gama mais larga de classes de precipitação que o compósito com NAO elevada.





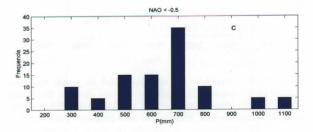


Figura 2.15 – (a) Índice NAO w Precipitação em DJFM em Portugal Continental, valores normalizados, índice NAO multiplicado por -1; (b) Histograma da precipitação mensal de Inverno (DJFM) para o compósito com NAO>0,5; (c) Histograma da precipitação mensal de Inverno (DJFM) para o compósito com NAO<-0,5. NAO calculada entre Gibraltar e Islândia

Índices Climáticos

É usual caracterizar os fenómenos climáticos extremos e a variabilidade climática por meio de diversos índices climáticos (Nicholls e Murray, 1999; Folland et al., 1999), geralmente calculados a partir de observações diárias de temperatura e precipitação. Alguns destes índices, calculados para Portugal Continental, possuem nas últimas décadas tendências significativas na direcção do aumento ou de diminuição (Miranda et al., 2002). Entre estes salienta-se o número anual de noites tropicais (Tr), o número anual de dias de Verão (Su), o índice de duração de ondas de calor (HWDI) e o número anual de dias de geada (Fd). As noites tropicais são definidas como dias (noites) em que a temperatura mínima é superior a 20 °C, enquanto dias de Verão correspondem a dias em que a temperatura máxima ultrapassa 25 °C. O índice HWDI (Heat Wave Direction Index) é definido como o número de dias, em intervalos de pelo menos 6 dias consecutivos, em que a temperatura máxima é superior em 5 °C ao valor médio diário, no período 1961-1990 e por sua vez dias de geada são dias em que a temperatura mínima é inferior a 0 °C.

Na Figura 2.16 apresentam-se as séries anuais de noites tropicais e de dias de Verão para o período 1941-2002 observadas em Lisboa/Geofísico e o resultado de ajustar segmentos de recta contínuos às séries através da minimização da soma dos desvios quadráticos, utilizando 1945 e 1975 como anos de mudança da tendência.

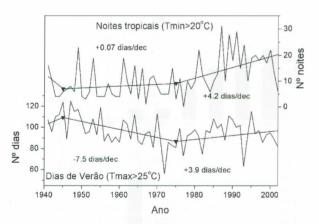


Figura 2.16 — Evolução do número anual de noites tropicais (Tmin>20 °C) (escala da direita) e número de dias de Verão (Tmax>25 °C) (escala da esquerda) em Lisboa/Geofísico e respectivos ajustes lineares utilizando os anos propostos por Karl et al. (2000). Tendências apresentadas em dias por década

A série anual de noites tropicais apresenta uma tendência quase nula até 1975, altura a partir da qual experimenta um aumento a uma taxa de +4,2 dias/década, em consonância com o aumento observado da temperatura mínima neste

período, neste caso essencialmente da temperatura mínima de Verão. Este indicador passou em Lisboa de uma média de 7 noites/ano na década de 1970, para aproximadamente 20 noites/ano no fim da década de 1990. No entanto, os dois últimos anos da série apresentam menos noites tropicais que os anos anteriores e 2002 possuiu o menor número de noites tropicais em Lisboa (6) dos últimos 25 anos, verificando-se que a série anual de noites tropicais deixou de ter uma tendência crescente a partir da década de 1990. De facto, um ajustamento de segmentos contínuos de recta, impondo apenas a condição de um intervalo mínimo de 15 anos e a obrigatoriedade de mudança de sinal de declive (não representado na Figura 2.16), faz aparecer a partir de 1987 uma tendência negativa de -1,2 dias/década. Em contrapartida, a tendência entre 1972 e 1987 passaria a ser de +7,8 dias/ /década, muito superior aos +4,2 dias/década representados na Figura 2.16.

A série anual de dias de Verão em Lisboa tem um comportamento diferente da série de noites tropicais, apresentando os valores mais elevados na década de 1940 (acima de 120 dias/ano). A tendência desta série é negativa desde 1945 até 1975 (-7,5 dias/década), período após o qual o número de dias de Verão começou a aumentar a uma taxa de +3,9 dias/década, atingindo um máximo de 115 dias em 1995. Os valores extremos de temperatura observados no Verão de 2003 não estão incluídos na série estudada. O valor mais elevado da tendência do número de noites tropicais a partir de 1975, quando comparado com o valor da tendência do número de dias de Verão, é uma consequência directa de, em Lisboa, a tendência da temperatura mínima neste período ser maior do que a tendência da temperatura máxima (Figura 2.7).

No que se refere ao índice de duração de ondas de calor para Lisboa (apresentado em Miranda et al., 2002), detecta-se uma ligeira subida a partir de meados da década de 1970. O fraco crescimento deste índice é devido à localização litoral da estação de Lisboa, visto que nas estações interiores de Bragança e Beja, a tendência do HWDI é claramente positiva a partir da década de 1970, atingindo nalguns anos da década de 1990 valores superiores a 30 dias/ano.

Uma análise de séries anuais dos 3 índices de precipitação CDD, R10 e R5D, em que CDD é o número máximo de dias secos consecutivos (precipitação < 1 mm), R10 é o número de dias com precipitação superior ou igual a 10 mm e R5D corresponde à precipitação máxima acumulada em 5 dias consecutivos, permitiu concluir que estes índices de precipitação para as estações de Bragança, Beja e Lisboa não apresentam tendências claras no período 1941-1999. No entanto, o índice de seca PDSI (*Palmer Drought Severity Index* – Palmer, 1965), que combina os efeitos da temperatura e precipitação,

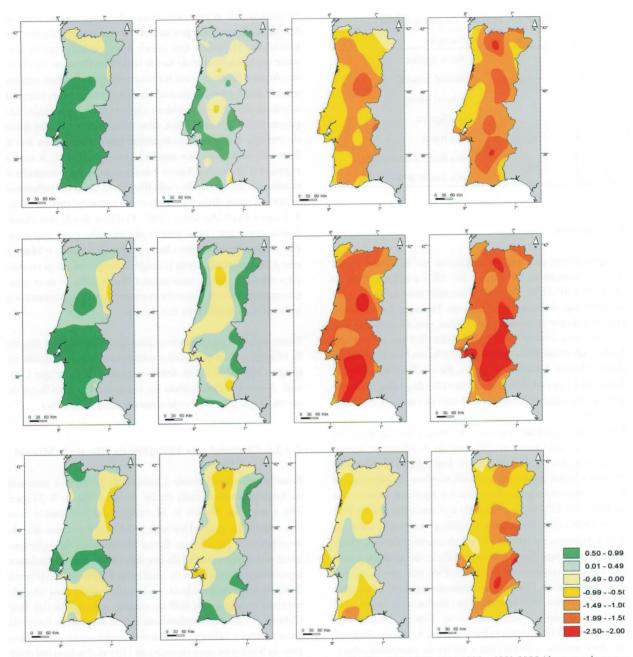


Figura 2.17 – Distribuição do PDSI em Portugal. Médias das décadas de 1961-1970, 1971-1980, 1981-1990 e 1991-2000 (da esquerda para a direita), para os meses de Fevereiro, Março e Abril (de cima para baixo). Cálculo efectuado por Pires (2004)

sofre alterações significativas no século XX, principalmente nas estações do Sul de Portugal Continental (Pires, 2004). O PDSI mede o efeito acumulado da anomalia da chuva mensal em relação à chuva média climatológica que seria apropriada para manter um crescimento normal das plantas. Séries mensais deste índice revelam que, nas estações de Lisboa, Évora e Beja, os episódios de seca foram mais frequentes e mais severos desde a década de 1980. Por outro lado, é

igualmente nas décadas de 1980 e 1990 que, de acordo com a definição do PDSI, ocorreram os episódios de chuva mais intensa em Lisboa, Évora e Beja. A Figura 2.17 apresenta a evolução decadal (entre 1961 e 2000) da distribuição do índice PDSI (ver Tabela 2.1) em Portugal Continental, nos meses de Fevereiro a Abril, em que se observou, nas duas últimas décadas do século XX, uma intensificação da frequência de secas.

Tabela 2.1 – Índice de seca PDSI

PDSI	Descrição
0,5-1	Chuva ligeira
0 - 0,5	Normal (chuva)
-0,5-0	Normal (seca)
-1 0,5	Seca ligeira
-1,51	Seca fraca
-2 1,5	Seca fraca a moderada
-2,52	Seca moderada

2.2.2 Açores

O arquipélago dos Açores localiza-se no Atlântico Norte entre as latitudes de 36° 45'N e 39° 43'N e as longitudes de 24° 45'W e 31° 17'W, distando o extremo mais oriental cerca de 1400 km da costa ocidental de Portugal Continental. O arquipélago é constituído por 9 ilhas, que, no seu conjunto, ocupam uma área de 2352 km² e estão distribuídas por três grupos: Oriental (ilhas de S. Miguel e Santa Maria), Central (ilhas Terceira, Graciosa, S. Jorge, Pico e Faial) e Ocidental (ilhas das Flores e Corvo). As ilhas estão dispostas, mais em longitude do que em latitude, ao longo de cerca de 700 km.

Encontra-se um largo espectro de áreas entre as ilhas dos Açores, variando entre os 759 km² de S. Miguel e apenas 17 km² no caso da ilha do Corvo. Em relação à altitude, a ilha mais baixa (Graciosa) tem um máximo de elevação de 402 m, enquanto o ponto mais alto dos Açores se situa na ilha do Pico com 2351 m, constituindo o ponto mais alto de Portugal. Como ilhas de origem vulcânica que fazem parte da dorsal Atlântica, os Açores são relativamente recentes, tendo a ilha mais antiga (Santa Maria) 6 milhões de anos, enquanto que a parte mais recente da ilha do Pico tem apenas 40 mil anos (Féraud et al., 1980). Presentemente regista-se ainda actividade vulcânica, manifestada pela existência de fumarolas e nascentes de água quente em várias ilhas do arquipélago e pela presença de diversos vulcões activos. A origem vulcânica das ilhas influencia fortemente a forma da topografia, observando-se, com frequência, grandes cones vulcânicos e caldeiras resultantes do desabamento do topo de antigos cones.

Um dos factores primordiais que determina o clima dos Açores é a sua localização geográfica no centro do Atlântico Norte, na zona de altas pressões subtropicais (anticiclone dos Açores). Situando-se numa zona de transição entre massas de ar tropical e polar, os Açores estão frequentemente na trajectória de sistemas depressionários associados a superfícies frontais que atravessam o Atlântico. Como o arquipélago se situa longe das zonas continentais, o clima é fortemente

moderado pelo oceano em termos de temperatura, sendo o território atravessado por massas de ar com grande teor de humidade. Há ainda que referir a importância que a corrente oceânica quente do Golfo tem na moderação do clima dos Açores. Embora o seu trajecto principal atravesse regiões a norte dos Açores, os meandros desta corrente que atingem a latitude dos Açores impedem a incursão de águas mais frias provenientes de norte, para além de constituírem uma fonte de energia que o oceano transfere para a atmosfera sob a forma de calor latente e sensível (Azevedo, 1996). À escala regional o clima dos Açores é influenciado pela orografia e orientação do relevo de cada ilha, para além da influência recíproca entre ilhas mais próximas, como no caso do Pico, S. Jorge e Faial (Azevedo, 1996). O clima dos Açores classifica-se como um clima temperado húmido, com uma estação predominantemente chuvosa entre Setembro e Março, que é caracterizada pela passagem frequente de perturbações depressionárias associadas à frente polar, e uma estação menos chuvosa nos restantes meses em que predomina a influência do anticiclone dos Açores.

Neste trabalho escolheram-se para casos de estudo a ilha de S. Miguel, a mais populosa e com maior área, localizada no grupo Oriental, e a ilha Terceira localizada no grupo Central. A escolha destas ilhas foi condicionada pelo facto de serem as que têm uma rede observacional mais densa.

2.2.2.1 Climatologia 1961-1990 da Ilha de S. Miguel

Situada aproximadamente à latitude de 37° 50'N, e centrada na longitude aproximada de 25° 30'W, a ilha de S. Miguel está a norte da ilha de S. Maria que, conjuntamente com ela, constitui o grupo Oriental. S. Miguel é a maior ilha do arquipélago e possui uma forma alongada na direcção longitudinal, sendo constituída por dois conjuntos montanhosos separados por uma faixa de terreno de baixa altitude (Figura 2.18). A zona montanhosa ocidental da ilha, com altitude máxima próxima dos 800 m, contém a Caldeira das Sete Cidades. O maciço montanhoso que se estende ao longo da zona central e oriental da ilha tem como ponto mais alto o pico da Vara com uma elevação de 1108 m. No lado Sul deste maciço encontram-se as Caldeiras das Furnas e da Povoação. S. Miguel tem uma extensão longitudinal de 63 km e uma largura máxima de 15,5 km.

Devido ao reduzido número de estações de observação meteorológica e à complexidade do relevo das ilhas dos Açores e Madeira, optou-se por apresentar uma distribuição espacial da temperatura e da precipitação obtida com a normal climática 1961-1990, que não resulta apenas da interpolação espacial entre os dados das observações nas diversas estações, mas que inclui o efeito da topografia. Assim, o campo

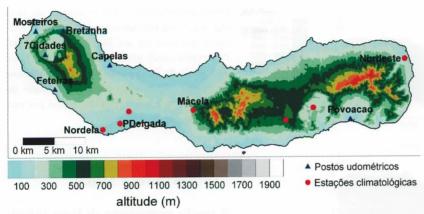


Figura 2.18 – Orografia da ilha de S. Miguel e localização das estações climatológicas e postos udométricos (IM)

da temperatura e da precipitação, num qualquer ponto do domínio espacial que não coincida com um ponto de observação, foi calculado por regressão linear, entre a altitude e a variável climatológica em questão, temperatura ou precipitação, ao qual se adicionou um campo residual que resulta da interpolação da diferença entre os valores observados e os

resultados da regressão linear, nos pontos de observação. Os diversos mapas climatológicos das ilhas no período 1961-1990 apresentados neste trabalho foram produzidos usando o Sistema de Informação Geográfica ArcView 8.1. Esta metodologia é actualmente utilizada no Instituto de Meteorologia.

Na Figura 2.19 apresentam-se três distribuições espaciais de temperatura: média anual, mínima no Inverno e máxima no Verão no período 1961-1990 em S. Miguel. Observa-se que a temperatura média anual varia entre 9 °C no pico da Vara e 17 °C junto à orla costeira. A média da temperatura mínima no Inverno desce abaixo dos 5 °C nas zonas mais elevadas, e ultrapassa os 11 °C nas zonas litorais de menor elevação. Quanto à média das temperaturas máximas no Verão, o valor mínimo (16 °C) é novamente atingido nos pontos mais altos da ilha, enquanto o valor máximo (24 °C) ocorre na região litoral.

As distribuições da precipitação anual e da precipitação nos meses de Inverno e Verão são apresentadas na Figura 2.20. Nas zonas de altitude mais elevada, a precipitação anual é superior a 3000 mm, podendo atingir valores próximos dos 3800 mm no pico da Vara. Na costa litoral de menor elevação a precipi-

tação anual acumulada desce abaixo dos 1000 mm. No Inverno a precipitação acumulada varia entre 300 mm e 1200 mm, enquanto no Verão a gama de variação é entre 100 e 400 mm. O clima de S. Miguel é, em geral, mais chuvoso do que o de Portugal Continental (Figuras 2.4 e 2.5), sendo as quantidades de precipitação comparáveis às que ocorrem no Minho.

Em relação a outros indicadores de temperatura (não apresentados), os «dias de Verão» (com temperatura máxima superior a 25 °C) só ocorrem, em média, nas zonas costeiras com altitude baixa, onde podem ultrapassar 20

dias/ano. O interior da ilha encontra-se a altitudes demasiado elevadas para a ocorrência de «dias de Verão». Do mesmo modo, devido à influência moderadora do oceano à altitude, só ocorrem «noites tropicais» (temperatura mínima superior a 20 °C) nas zonas costeiras, especialmente na parte Oeste da ilha, com um máximo de cerca de 10 noites/ano.

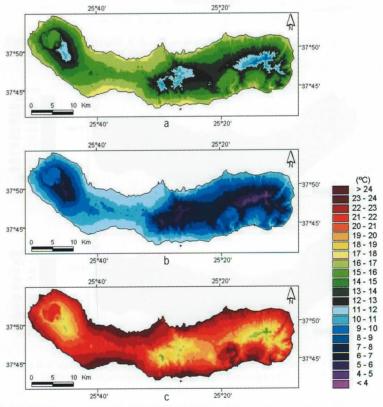


Figura 2.19 — Distribuição de temperatura na Ilha de S. Miguel: (a) Média anual; (b) Média da temperatura mínima em DJF; (c) Média da temperatura máxima em JJA.

Dados de observações 1961-1990

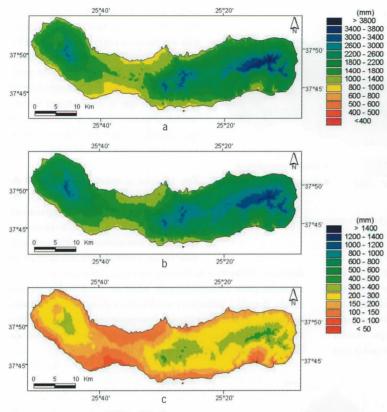


Figura 2.20 – Precipitação média acumulada na ilha de S. Miguel: (a) Anual; (b) DJF; (c) IJA. Dados de observações 1961-1990

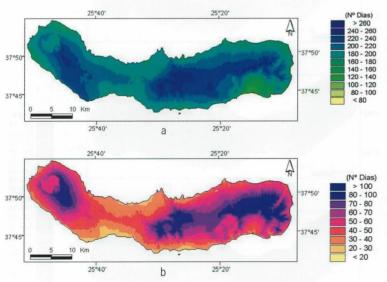


Figura 2.21 — Número de dias por ano com: (a) Precipitação superior a 0.1 mm; (b) Precipitação superior a 10 mm. Dados de observações 1961-1990

A distribuição do número médio anual de dias com precipitação e de dias com precipitação intensa (acima de 10 mm//dia) (Figura 2.21) é muito condicionada pelo relevo. Em

praticamente toda a ilha o número de dias por ano com precipitação é superior a 180, valor que sobe até aos 240 nas regiões altas. Nas regiões onde chove mais de 220 dias por ano, mais de 70 são com precipitação acima de 10 mm. Apenas na costa Sul e Norte de S. Miguel ocorrem menos de 30 dias por ano com precipitação intensa.

2.2.2.2 Tendências Climáticas na Ilha de S. Miguel

A estação meteorológica de Ponta Delgada (S. Miguel), actualmente situada no Observatório Afonso Chaves, funcionou entre 1865 e 1936 no terraço do Liceu de Ponta Delgada, com uma elevação em relação ao solo de 21,5 m, tendo sido mudada no último ano desse período para as actuais instalações onde ficou com a elevação padrão de 1,5 m. Os efeitos dessa mudança de local, com a consequente descida de 20 m na distância ao solo, traduziram-se num salto dos valores da temperatura, facilmente reconhecível na série das médias anuais da temperatura máxima mensal (Figura 2.22). Situações semelhantes foram observadas nas estações de Lisboa e de Beja, em 1941, tendo sido proposto, com base numa comparação com as observações em outras estações de Portugal Continental, efectuar correcções da temperatura máxima anterior ao ano em causa de +0,9 e +0,5 °C, respectivamente (Miranda et al., 2002).

No caso das observações em Ponta Delgada, não é possível recorrer a estações próximas para optimizar o valor da correcção a aplicar. Assim, usando as séries originais e os pontos de inversão das tendências obtidos para as séries anteriores a 1937, procurou-se o valor do salto em 1937 que minimizasse a soma dos resíduos quadráticos, à semelhança do método utilizado para os casos de Lisboa e Beja (Tomé *et al.*, 2002). O valor obtido foi de +1,5 °C para a temperatura máxima e de +0,4 °C para a temperatura mínima (igualmente representada na Figura 2.22) de Ponta Delgada, traduzindo-se em reduções de 42,5 % e de 1,8 % nos correspondentes

resíduos médios quadráticos. Uma análise com séries aleatórias mostra, no entanto, que melhorias do resíduo médio quadrático inferiores a 10 % têm pouco significado estatístico. Assim estima-se que a correcção a fazer aos dados da temperatura máxima em Ponta Delgada anteriores a 1937 se situa no intervalo de +0,9 °C (melhoria de 11 %) a +1,5 °C (melhoria de 42,5 %). Na falta de melhor informação, optou-se pela correcção intermédia de +1,2 °C. No caso da temperatura mínima, pelas razões apontadas, não se propõe qualquer correcção. A série corrigida da temperatura máxima de Ponta Delgada, obtida pela adição de +1,2 °C nos anos anteriores a 1937, e os segmentos de recta ajustados a esta série estão representados na Figura 2.22. Nesta figura apresentam-se ainda os ajustes lineares à curva da temperatura mínima, que não foi corrigida. Os ajustes lineares foram calculados para os anos de 1910, 1945 e 1975 propostos por Karl et al. (2000), para os quais se apresentam os valores das tendências. Foram ainda ajustados segmentos de recta às temperaturas máxima corrigida e mínima utilizando o método de Tomé e Miranda (2004) que determina, de forma optimizada, os pontos de inversão das tendências adequados para estas séries.

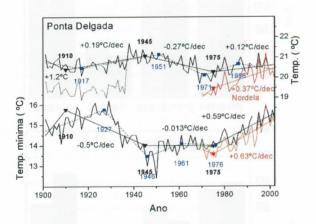


Figura 2.22 — Evolução da média anual das temperaturas máxima e mínima em Ponta Delgada (preto) e Nordela (vermelho) situadas na ilha de S. Miguel. Gráfico superior: temperatura máxima observada não corrigida (curva preta a tracejado) e corrigida em +1,2 °C (curva preta a cheio) em Ponta Delgada. Em ambos os gráficos representam-se para Ponta Delgada os ajustes lineares calculados com os anos 1910, 1945 e 1975 propostos por Karl et al. (2000) (segmentos de recta a cheio) e com anos móveis (Tomé e Miranda, 2004) (segmentos de recta a tracejado). Para a estação da Nordela apresentam-se apenas os ajustes lineares com o ano fixo de 1975. Os valores das tendências correspondem aos ajustes lineares calculados com os anos 1910, 1945 e 1975

Utilizando os anos de 1910, 1945 e 1975 como anos de inversão das tendências, na temperatura máxima corrigida, detectam-se a partir de 1910, tal como no Continente, dois períodos de aquecimento separados por um de arrefecimento. No entanto, no último período de aquecimento (a partir de 1975) a tendência encontrada para Ponta Delgada é apenas de +0,12 °C/década. De facto, o mesmo método de ajuste

por segmentos móveis indica a possibilidade de um período final de diminuição da temperatura máxima, desde 1986, na estação de Ponta Delgada, ser responsável pela baixa taxa de aquecimento médio no período 1975-2002. Para verificar se este comportamento era representativo da ilha de S. Miguel, analisaram-se as séries de temperaturas da Nordela (igualmente representadas na Figura 2.22, a vermelho) e verificou-se que nesta estação meteorológica a temperatura máxima tem vindo a aumentar a uma taxa de +0,37 °C/década desde 1975, valor bastante superior ao encontrado para Ponta Delgada (+0,12 °C), não se observando uma inversão da tendência em 1986. Foram igualmente inspeccionados os registos de temperatura da ilha de Santa Maria a partir do ano de 1949, não se tendo obtido uma tendência negativa da temperatura máxima no fim do século xx. Sugere-se que estes resultados evidenciam uma perda de representatividade da estação de Ponta Delgada, devida à alteração observada no seu enquadramento urbano próximo.

No que se refere à temperatura mínima, o ajuste por segmentos entre os anos de mudança de tendência à escala global não parece apropriado na primeira metade do século. Este desajuste não parece ser resultado da mudança da estação em 1937, pois o método de ajuste de tendências por troços localiza um ponto de mudança para a temperatura mínima em 1927. No período 1976-2002, a tendência da temperatura mínima encontrada com o método dos anos móveis (+0,60 °C/década) é praticamente igual à calculada com anos fixos (+0,59 °C/década) e é também muito próxima da obtida para a estação da Nordela (+0,63 °C/década). A tendência média para todo o período (1900-2002) da temperatura mínima de Ponta Delgada foi de +0,082 °C/década.

O campo da precipitação apresenta, devido à sua natureza, um comportamento mais irregular do que os campos da temperatura. Essa irregularidade rápida não impede a existência de variações de longo período, traduzidas por períodos relativamente prolongados de aumento e diminuição da precipitação.

Assim, para a estação de Inverno observa-se um aumento de precipitação entre 1915 e 1963 (+43,7 mm/década) seguida de um decréscimo até 1982 de -49,7 mm/década e de uma ligeira recuperação de +9,2 mm/década até 2001. Na totalidade do período considerado, a precipitação de Inverno sofreu um aumento de +17 mm/década. No cômputo de todo o período da série, a tendência da precipitação anual é ainda positiva (+6,1 mm/década), graças ao valor elevado da tendência no período 1923-1952. A evolução da precipitação no Inverno está claramente correlacionada com a tendência do índice NAO (Figura 2.14), observando-se diminuição da precipitação quando ocorre aumento da intensidade da NAO.

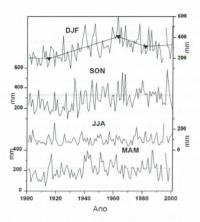


Figura 2.23 — Evolução da precipitação sazonal em Ponta Delgada (S. Miguel). Rectas a tracejado indicam a média no período 1961-1990

Quando se comparam os valores médios mensais entre dois dos últimos períodos de 30 anos, 1941-1970 e 1971-2000 (Figura 2.24), verifica-se que o último destes períodos é menos chuvoso que o primeiro nos três primeiros meses do ano, mas é mais chuvoso nos meses de Agosto, Setembro e Dezembro. Na média anual, o último destes dois períodos de 30 anos é ligeiramente menos chuvoso do que o primeiro.

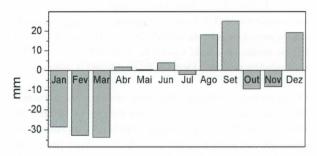


Figura 2.24 — Variação da precipitação média mensal em Ponta Delgada (S. Miguel). Anomalia da precipitação mensal entre os períodos (1971-2000) e (1941-1970)

Na Figura 2.25 apresentam-se os valores médios da precipitação anual e respectivos desvios-padrão para os dois períodos de trinta anos em estudo, assim como os valores médios da precipitação sazonal e os respectivos desvios-padrão , não se revelando diferenças significativas entre os valores da normal 1941-1970 e da normal 1971-2000. Em média, observa-se uma pequena diminuição da precipitação anual, resultado já obtido através da análise da figura anterior, e um aumento insignificante do desvio-padrão. Em termos sazonais as diferenças mais notórias são uma menor precipitação no Inverno e Primavera na normal 1971-2000 e um maior desvio-padrão durante o Outono na normal 1941-1970.

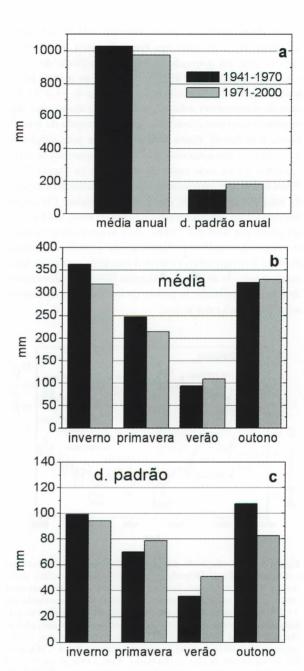
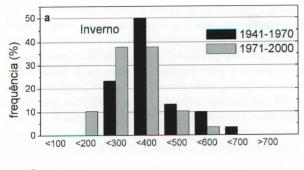
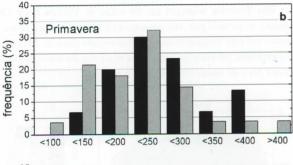
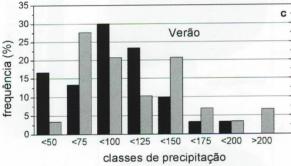


Figura 2.25 – (a) Média e desvio-padrão da precipitação anual; (b) Média sazonal da precipitação; (c) Desvio-padrão sazonal da precipitação em Ponta Delgada (S. Miguel) nos períodos (1971-2000) e (1941-1970)

Nos quatro painéis da Figura 2.26 apresentam-se histogramas da precipitação sazonal distribuída por oito classes de precipitação acumulada. As diferenças entre a normal 1941-1970 e a normal 1971-2000 são mais salientes do que na Figura 2.25. As maiores diferenças ocorrem, como seria de esperar pelo resultado do desvio-padrão (Figura 2.25c), no Outono. Nos anos entre 1941 e 1970 ocorreram Outo-







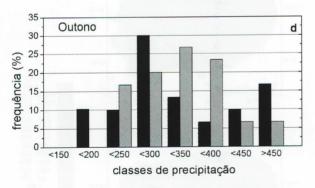


Figura 2.26 – Histogramas da precipitação sazonal em Ponta Delgada (S. Miguel) nos períodos 1941-1970 e 1971-2000. Classes de precipitação em mm

nos muito secos com precipitações acumuladas inferiores a 200 mm o que não aconteceu entre 1971 e 2000. Por outro lado, o número de Outonos mais chuvosos, com precipitação acumulada entre os 350 e os 450 mm, foi também muito superior na normal 1941-1970. Nas outras estações

do ano a diferença mais relevante é a existência no período 1971-2000 de algumas Primaveras e alguns Verões muito chuvosos, com precipitações acumuladas superiores a 400 mm e a 200 mm, respectivamente, o que não aconteceu no período 1941-1970.

A Figura 2.27 apresenta a evolução do número de noites tropicais e de dias de Verão em Ponta Delgada no período 1970-2002. Observa-se em ambas as séries uma tendência uniforme de aumento, apesar da variabilidade interanual que apresentam. As noites tropicais têm uma tendência de aumento de +10,7 dias/década, enquanto os dias de Verão aumentaram a uma taxa semelhante de +11 dias/década.

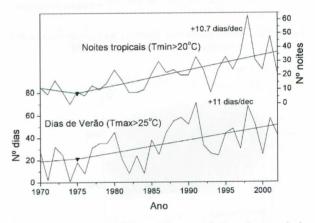


Figura 2.27 — Evolução do número anual de noites tropicais (Tmin>20 °C) e do número de dias de Verão (Tmax>25 °C) em Ponta Delgada (S. Miguel) e respectivos ajustes lineares utilizando os anos propostos por Karl et al. (2000)

2.2.2.3 Climatologia 1961-1990 da Ilha Terceira

A ilha Terceira, com uma área de 401,6 km², tem uma forma aproximadamente elíptica e encontra-se centrada na longitude de 27° 10°W e latitude de 38° 40°N, sendo a ilha mais oriental do grupo Central. O ponto mais alto da ilha (1021 m) situa-se no cume da serra de Santa Bárbara (Figura 2.28). A ilha tem cerca de 29 km de comprimento e 17 km de largura.

As distribuições da temperatura média anual, mínima no Inverno e máxima no Verão são apresentadas na Figura 2.29. A temperatura média anual na ilha Terceira varia entre 9-10 °C no cume da serra de Santa Bárbara e cerca de 17 °C junto à costa. Por seu lado, a temperatura mínima de Inverno varia entre 4 °C e 12 °C, enquanto a temperatura máxima de Verão não desce abaixo dos 14 °C e atinge um máximo de 23 °C. Estes valores são comparáveis aos observados em S. Miguel.

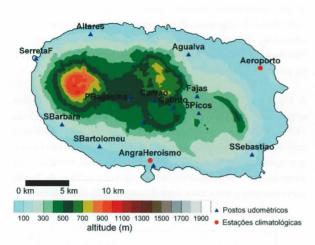


Figura 2.28 – Orografia da ilha Terceira e localização das estações climatológicas e postos udométricos (IM)

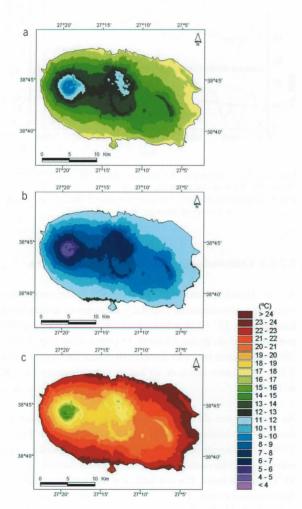


Figura 2.29 — Distribuição de temperatura na ilha Terceira: (a) Média anual; (b) Média da temperatura mínima em DJF; (c) Média da temperatura máxima em JJA. Dados de observações 1961-1990

A ilha Terceira é no entanto um pouco menos chuvosa que S. Miguel, visto que a precipitação média anual (Figura 2.30a) não ultrapassa 3400 mm no cume da serra de Santa Bárbara, embora na quase totalidade da ilha a precipitação seja superior a 1000 mm/ano (tal como em S. Miguel). No Inverno a precipitação acumulada (Figura 2.30b) é superior a 300 mm em toda a ilha e chega aos 1000 mm nos pontos mais altos. O Verão (Figura 2.30c) é caracterizado por precipitações acumuladas entre 100 mm junto à costa e valores superiores a 400 mm no cume de Santa Bárbara.

Na ilha Terceira ocorrem até 30 «dias de Verão» e até 15 «noites tropicais» por ano (mapas não apresentados), novamente valores comparáveis aos observados para S. Miguel, abrangendo, no entanto, uma área mais significativa, dada a maior área de baixa altitude, junto à costa.

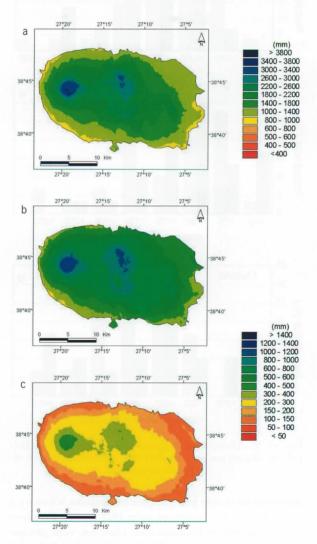


Figura 2.30 — Precipitação média acumulada na ilha Terceira: (a) Anual; (b) DJF; (c) JJA. Dados de observações 1961-1990

A distribuição espacial do número de dias com precipitação é apresentada na Figura 2.31a. Da observação desta figura constata-se que se registaram em média entre 140 a 240 dias com precipitação na Terceira, sendo o Sul da ilha a zona que tem menos dias com precipitação. Nas zonas costeiras, as Lajes destacam-se com 220 dias/ano de precipitação, valor superior às demais regiões costeiras. Este número mais elevado de dias com precipitação não implica uma maior precipitação acumulada, porque apenas 20 ou menos dias por ano são de precipitação intensa (Figura 2.31b). Como termo de comparação deve realçar-se que nas zonas mais elevadas do interior da ilha ocorrem mais de 100 dias por ano com precipitação superior a 10 mm.

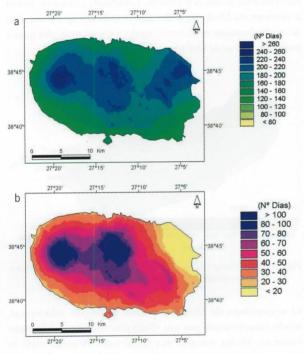


Figura 2.31 – Número de dias por ano com: (a) Precipitação superior a 10.1 mm/dia; (b) Precipitação superior a 10 mm/dia. Dados de observações 1961-1990

2.2.2.4 Tendências Climáticas na Ilha Terceira

Na Figura 2.32 estão representadas as séries de temperatura máxima e mínima em Angra do Heroísmo para o período 1900-2002. Estão ainda representados os ajustes lineares calculados utilizando os anos de 1910, 1945 e 1975 (Karl et al., 2000), e calculados pelo método de Tomé e Miranda (2004) com anos móveis. Segundo este método, a temperatura máxima de Angra do Heroísmo apresenta dois anos de mudança de tendência, 1932 e 1963. Com os anos propostos por Karl et al. (2000), os ajustes não parecem tão adequados,

obtendo-se após 1975 uma tendência de +0,46 °C/década, um pouco mais elevada do que a obtida considerando 1963 como o último ano de inversão da tendência da temperatura máxima. A tendência média desta grandeza para todo o período foi de +0,049 °C/década. No caso da temperatura mínima, observou-se uma tendência de +0,36 °C/década no período após 1975. Apesar da amplitude térmica sofrer variações ao longo dos 102 anos das séries apresentadas, a tendência média é praticamente nula.

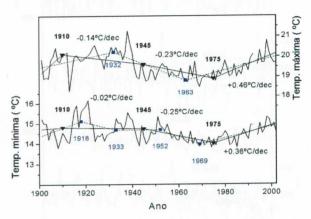


Figura 2.32 — Evolução da média anual das temperaturas máxima e mínima em Angra do Heroísmo (Terceira). Sobrepostos estão os ajustes lineares às curvas calculados com os anos de mudança das tendências de Karl *et al.* (2000) (1910, 1945 e 1975 — rectas a cheio) e com anos móveis calculados segundo o método de Tomé e Miranda (2004) (rectas a tracejado). Apresentam-se ainda os valores das tendências para os períodos 1910-1945, 1946-1975 e 1976-2002

As séries sazonais da precipitação acumulada em Angra do Heroísmo para o período 1901-1994 são apresentadas na Figura 2.33. A série da precipitação acumulada na Primavera apresenta comportamentos diferentes antes e depois do ano de 1941, com a amplitude da variação interanual a ser claramente maior após 1941. A precipitação no Inverno e, de modo menos claro, a do Outono apresentam indícios de oscilações interdecadais, que podem ser analisadas pelo método do ajuste de segmentos contínuos. A tendência média para todo o período da precipitação de Inverno foi negativa e igual a -7,3 mm/década. O resultado mais relevante parece ser o decréscimo consistente da precipitação acumulada, de 1968 a 1993, a uma taxa média de -52 mm/década. Esta tendência negativa da precipitação de Inverno está claramente correlacionada com o aumento sistemático da NAO no mesmo período (Figura 2.14).

Uma comparação entre as normais climáticas 1961-1990 e 1931-1960 (não apresentada) permite concluir que não existem diferenças assinaláveis entre os valores médios sazonais da precipitação nesses períodos. No que diz respeito ao desvio-padrão, observa-se para a estação de Inverno um maior desvio-padrão nos anos 1961-1990, enquanto que no Outono

o desvio-padrão é superior no período 1931-1960. Esse facto está essencialmente associado a um incremento do número de Invernos muito húmidos (600-700 mm), e a uma diminuição da frequência de Outonos mais chuyosos (>450 mm).

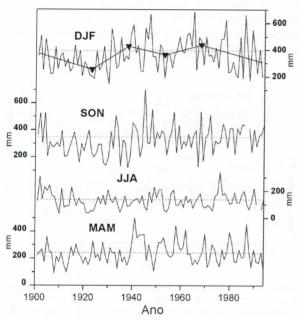


Figura 2.33 — Evolução da precipitação sazonal em Angra do Heroísmo (Terceira). Rectas a tracejado indicam a média no período 1961-1990

A Figura 2.34 apresenta a evolução do número de noites tropicais e de dias de Verão em Angra do Heroísmo no período 1970-2002. Observa-se uma tendência uniforme de aumento nestes dois índices. As noites tropicais apresentaram uma tendência de aumento de +8,2 dias/década e os dias de Verão aumentaram a uma taxa semelhante de +8,3 dias/década.

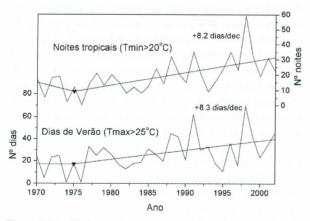


Figura 2.34 — Evolução do número anual de noites tropicais e do número de dias de Verão em Angra do Heroísmo (Terceira)

2.2.3 Madeira

A cerca de 1000 km a sudoeste de Lisboa, no oceano Atlântico. encontra-se o arquipélago da Madeira, de origem vulcânica e constituído pelas ilhas da Madeira, Porto Santo, Desertas e Selvagens. As ilhas da Madeira, com 740 km² de área, e de Porto Santo (43 km²) são as maiores ilhas do arquipélago. A ilha da Madeira, centrada na latitude de 32° 45'N e na longitude 17° 00'W, possui uma orografia bastante acidentada (Figura 2.35), dominada no centro da ilha por montanhas de grande elevação, separadas por ravinas profundas. Na parte Oriental das formações de maior altitude encontram-se os pontos mais altos da ilha, pico Ruivo (1862 m) e pico do Areeiro (1818 m), enquanto na parte Ocidental se ergue o planalto do Paul acima dos 1400 m. Localizada a cerca de 40 km a nordeste da Madeira, a ilha de Porto Santo apresenta uma orografia bastante mais suave, tendo o ponto mais alto pouco mais que 500 m de altitude.

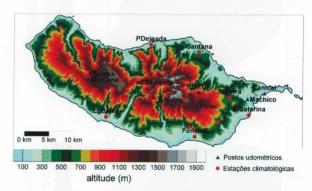


Figura 2.35 – Orografia da ilha da Madeira e localização das estações climatológicas e postos udométricos (IM)

O arquipélago da Madeira situa-se na região subtropical, sendo caracterizado por um clima ameno, tanto no Inverno como no Verão, excepto nas zonas mais elevadas onde se observam temperaturas mais baixas. No Inverno, alguns sistemas depressionários que atravessam o Atlântico descem até à latitude da Madeira, observando-se igualmente a formação de depressões entre o arquipélago e Portugal Continental, que podem provocar precipitação abundante. No Verão verifica-se uma predominância de ventos do quadrante norte que estão associados ao ramo leste do anticiclone dos Açores. O clima da Madeira foi descrito detalhadamente por Machado (1970).

O relevo complexo da ilha da Madeira está na origem da existência de muitos microclimas. Com efeito, em muitos pontos da ilha as encostas apresentam uma grande inclinação, o que origina uma alternância entre zonas de sombra e zonas com exposição solar elevada. A topografia com altitudes muito elevadas favorece a ocorrência de precipitação

orográfica, tornando algumas zonas da ilha muito húmidas e permitindo a existência de recursos hídricos significativos. Em contraste, a ilha do Porto Santo, afectada pelos mesmos sistemas meteorológicos, é muitíssimo mais seca.

2.2.3.1 Climatologia 1961-1990

Na Figura 2.36 apresentam-se as temperaturas média anual, mínima no Inverno e máxima no Verão observadas na ilha da Madeira. A temperatura média anual na Madeira varia entre um mínimo de 8 °C nos picos mais elevados e 18-19 °C nas zonas costeiras. A região do Funchal, situada numa bacia da costa Sul, é a zona mais quente da ilha. No Inverno a média das temperaturas mínimas desce abaixo dos 4 °C nas regiões elevadas. Junto da costa, a temperatura mínima no Inverno é superior a 13 °C. No Verão observam-se em média 16 °C de temperatura máxima nos picos mais elevados e a média das temperaturas máximas é superior a 23 °C nas zonas costeiras.

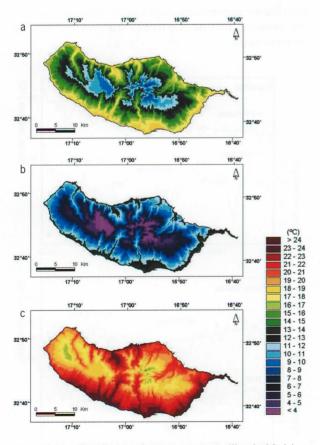


Figura 2.36 — Distribuição de temperatura na ilha da Madeira: (a) Média anual; (b) Média da temperatura mínima em DJF; (c) Média da temperatura máxima em JJA. Dados de observações 1961-1990

A precipitação anual acumulada na Madeira (Figura 2.37a) atinge um máximo próximo dos 3400 mm nos picos mais elevados e é mínima na bacia do Funchal (500 mm). Observa-se na distribuição da precipitação anual uma assimetria Norte-Sul, com bastante mais precipitação, à mesma altitude na costa Norte.

A assimetria Norte-Sul da distribuição da precipitação acumulada não é tão acentuada no Inverno (Figura 2.37b) como no mapa anual, embora continue a ser uma das características significativas da distribuição espacial. Nas zonas mais altas, a precipitação de Inverno ultrapassa 1200 mm, enquanto nas regiões do Funchal e do vale do Machico é cerca de 300 mm. Nos meses de Verão (Figura 2.37c) são observados cerca de 150 mm de precipitação nas zonas elevadas (mas não no Areeiro) e menos de 50 mm na costa Sul da ilha, sendo mais evidente a assimetria Norte-Sul na distribuição da precipitação nesta estação. O facto de chover mais na parte Norte da Madeira durante o Verão está claramente associado à direcção dominante do vento (Norte) nesta estação e ao facto de a precipitação ser essencialmente orográfica.

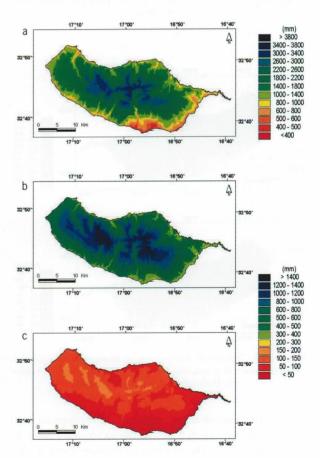


Figura 2.37 — Média da precipitação acumulada na Madeira: (a) Anual; (b) DJF; (c) JJA. Dados de observações 1961-1990.

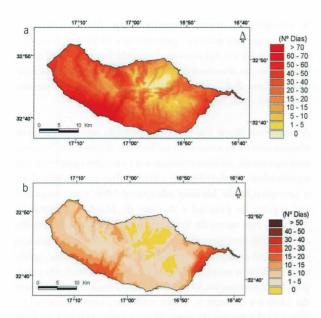


Figura 2.38 – Número de dias por ano na Madeira com (a) temperatura máxima superior a 25°C (dias de Verão), (b) temperatura mínima superior a 20°C (noites tropicais). Dados de observações 1961-1990

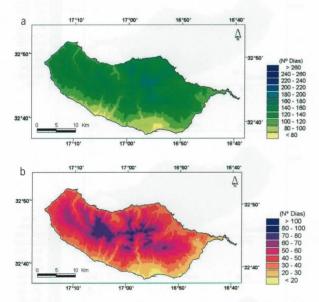


Figura 2.39 — Número de dias por ano na Madeira com (a) precipitação superior a 10.1 mm/dia (b), precipitação superior a 10 mm/dia. Dados de observações 1961-1990

Os números anuais de dias de Verão e de noites tropicais estão representados na Figura 2.38. Apenas na encosta a norte do pico do Areeiro e pico Ruivo não se observaram dias de Verão. Na costa Sul, por outro lado, registam-se mais de 70 dias de Verão por ano. Tal como os dias de Verão, as noites tropicais

ocorrem em praticamente toda a ilha da Madeira, atingindo valores superiores a 20 dias por ano na costa Leste.

A assimetria Norte-Sul do número anual de dias com precipitação é bem visível na Figura 2.39a. Com efeito, na região do Funchal e noutros pontos da costa Sul ocorrem menos de 80 dias com precipitação por ano, enquanto na costa Norte se observam mais de 120 dias/ano. Por outro lado, na encosta Norte da ilha registam-se mais de 180 dias por ano com precipitação, dos quais mais de 60 são dias com precipitação elevada (superior a 10 mm — Figura 2.39b). O número mínimo de dias com precipitação elevada (20) ocorre na costa Sul.

2.2.3.2 Tendências Climáticas

As séries das temperaturas máximas e mínimas do Funchal e do Porto Santo são apresentadas na Figura 2.40, juntamente com os melhores ajustes lineares. Estes foram obtidos com os anos de inversão da tendência global (1945 e 1975) e também pelo método dos anos móveis, obtendo-se valores muito semelhantes no período mais recente. As séries apresentadas iniciam-se em 1921 no caso do Funchal e em 1940 no caso de Porto Santo.

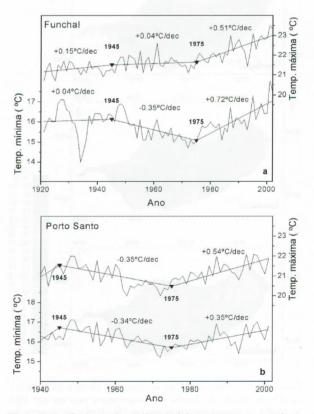


Figura 2.40 – Evolução da média anual das temperaturas máximas e mínimas: (a) Funchal; (b) Porto Santo

Considerando os anos de inversão da tendência de 1945 e 1975 na série da temperatura máxima do Funchal, obtêm-se tendências positivas em todos os períodos, com especial destaque para o último período que apresenta um aquecimento de +0,51 °C/década. A temperatura mínima no Funchal apresenta um comportamento mais irregular. A partir de 1975 a tendência é muito significativa (+0,72 °C/década), implicando uma diminuição da amplitude térmica diária. A tendência média da temperatura mínima no Funchal para todo o período foi de +0,070 °C/década.

Contrariamente ao Funchal, verifica-se no Porto Santo que os comportamentos das temperaturas mínima e máxima foram quase paralelos. No entanto, no período desde 1975 a temperatura máxima aumentou a uma taxa de ± 0.54 °C/década, enquanto a temperatura mínima cresceu a uma taxa mais baixa de ± 0.35 °C/década. De entre todas as estações analisadas por Miranda *et al.* (2002) (apenas no Continente) e no presente trabalho, Porto Santo e Évora são as únicas cujo aumento da temperatura mínima no último quartel do século xx é inferior ao aumento da temperatura máxima, com um consequente aumento da amplitude térmica.

Na Figura 2.41 apresentam-se as séries sazonais da precipitação acumulada no Funchal de 1901 a 2000 e no Porto Santo de 1940 a 2000. Estas séries não parecem apresentar uma tendência significativa de longo prazo, distribuindo-se em torno do valor médio em 1961-1990. Contudo, uma análise visual das séries, corroborada com a técnica de análise por troços já descrita, permite concluir que existe estrutura na variação interdecadal da precipitação, com períodos de menor intensidade de precipitação média e/ou de menor variabilidade interanual, especialmente no que se refere à precipitação de Inverno. Contrariamente ao que se observa nos Açores e no Continente, não parece existir uma conexão tão evidente entre a tendência da precipitação média observada e a tendência do índice NAO (Figura 2.14).

Na Figura 2.42 estão representadas as diferenças entre as precipitações médias mensais no período 1971-2000 e no período 1941-1970, para o Funchal e para o Porto Santo. Da análise destas figuras constata-se que o sinal da anomalia nos meses em que há precipitação significativa é o mesmo no Funchal e no Porto Santo, excepto nos meses de Janeiro e Outubro. De facto, em Janeiro a precipitação no Porto Santo foi menor no período 1971-2000, enquanto no Funchal choveu ligeiramente mais neste período, do que em 1941-1970. Contudo, esta menor precipitação em Janeiro no Porto Santo em relação ao Funchal é, em parte, compensada por uma diminuição menor em Fevereiro. Saliente-se ainda que no mês de Dezembro se observa a maior anomalia positiva da precipitação, tanto no Funchal como no Porto Santo.

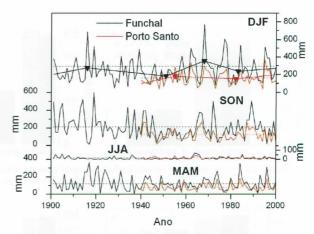


Figura 2.41 — Evolução da precipitação sazonal no Funchal (curvas a preto) e no Porto Santo (curvas a vermelho). Rectas a tracejado indicam a média no período 1961-1990

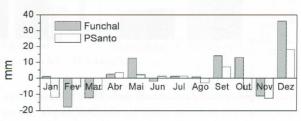


Figura 2.42 — Variação da precipitação média mensal no Funchal e no Porto Santo. Anomalia da precipitação mensal entre os períodos 1971-2000 e 1941-1970

Sazonalmente não se observam grandes diferenças entre Funchal e Porto Santo, como atestam as Figuras 2.43 e 2.44 que apresentam os valores médios da precipitação anual e sazonal, juntamente com os respectivos desvios-padrão para estes locais de observações. Da observação destas figuras facilmente se conclui que a variação da precipitação acumulada entre os anos 1941-1970 e 1971-2000, quer anual quer sazonal, para o Funchal e Porto Santo, não é muito relevante. Apesar da pouca relevância da variação, é curioso observar que no Funchal a precipitação anual e sazonal aumentou no último período, enquanto a precipitação no Porto Santo diminuiu ligeiramente. O desvio-padrão na Primavera no Funchal em 1971-2000 é muito superior ao desvio-padrão nos anos 1941-1970. Tal deve-se, essencialmente, ao facto de nos últimos anos se terem observado no Funchal Primaveras mais chuvosas, com precipitação acumulada superior a 250 mm, 300 mm e 350 mm, o que não aconteceu no período 1941-1970. No Outono do Funchal também se observaram precipitações acumuladas superiores a 400 mm no período 1971-2000, o que também não aconteceu nos anos 1941-1970. No entanto, o aumento do desvio--padrão não foi tão acentuado como na Primavera porque, simultaneamente, não se observaram, em 1971-2000, Outo-

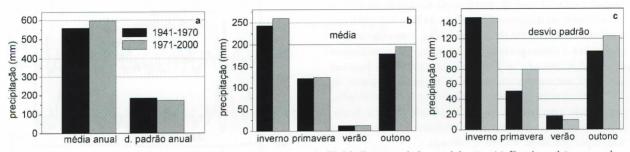


Figura 2.43 — (a) Média e desvio-padrão da precipitação anual; (b) Média sazonal da precipitação; (c) Desvio-padrão sazonal da precipitação no Funchal nos períodos 1971-2000 e 1941-1970

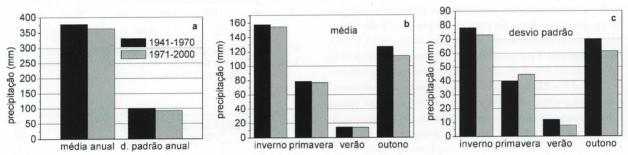


Figura 2.44 - Tal como a Figura 2.43 mas para o Porto Santo

nos com precipitação acumulada entre 350 e 400 mm. Uma característica a salientar ainda na distribuição por classes da precipitação sazonal do Funchal é o aumento significativo do número de Verões sem chuva no último período em relação ao anterior. Na distribuição da precipitação por classes no Porto Santo, o único facto relevante é a existência de Outonos com precipitações acumuladas superiores a 350 mm no período 1971-2000 e um número significativamente mais elevado de Verões com precipitação compreendida entre 10 e 20 mm durante os anos 1941-1970.

Na Figura 2.45 apresenta-se a evolução temporal das noites tropicais e dias de Verão para o Funchal (painel da esquerda)

e para Porto Santo (painel da direita). São também apresentados na mesma figura os segmentos de recta contínuos ajustados considerando 1975 como ano de mudança da tendência. As noites tropicais do Funchal decrescem muito ligeiramente (-2,9 dias/década) até 1975, altura em que começam a aumentar a uma taxa elevada de +18,7 dias/década. Por outro lado, os dias de Verão no Funchal decrescem a uma taxa de -4,2 dias/década até 1975, a que se segue um aumento a uma taxa, notável, de +23,2 dias/década. No Porto Santo as noites tropicais decrescem a uma taxa de -3,4 dias/década até 1975, passando a aumentar a uma taxa de +11,4 dias/década a partir de 1975, enquanto os dias de Verão crescem em todo o período con-

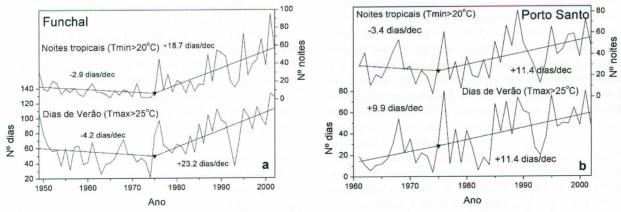


Figura 2.45 – Evolução do número anual de noites tropicais e do número de dias de Verão: (a) Funchal; (b) Porto Santo

siderado a uma taxa praticamente uniforme, que é de +11,4 dias/década a partir de 1975. Como facilmente se conclui, o aumento destes dois indicadores, observados nas últimas três décadas, é muito mais acentuado no Funchal do que no Porto Santo.

2.3 CENÁRIOS CLIMÁTICOS GLOBAIS

2.3.1 Cenários de Emissões

A concentração atmosférica de CO_2 , principal responsável pelo aumento do efeito de estufa, cresceu cerca de 34 % desde 1750 até ao presente (IPCC WGI, 2001). A taxa de crescimento da concentração de CO_2 tem sido, em média, 0,4 %/ano nas últimas duas décadas. No início da revolução industrial, a concentração de CO_2 era de 280 ppm (partes por milhão em volume), tendo-se mantido aproximadamente constante nos séculos anteriores. A presente concentração de CO_2 (cerca de 375 ppm) não foi excedida nos últimos 420 000 anos e provavelmente também não foi excedida nos últimos 20 milhões de anos (IPCC WGI, 2001).

Simultaneamente, a concentração de metano ($\mathrm{CH_4}$), o segundo gás com maior contribuição para o efeito de estufa, aumentou 151 % desde 1750 e continua a aumentar, embora a uma taxa menor do que a registada na década de 1980. As concentrações de outros gases responsáveis pelo efeito de estufa, óxido nitroso ($\mathrm{N_2O}$), ozono troposférico ($\mathrm{O_3}$)e halocarbonetos ainda autorizados, continuam igualmente a aumentar. O forçamento radiativo devido ao crescimento da concentração destes gases desde 1750 até 2000 estima-se em +2,43 $\mathrm{Wm^{2}}$, dos quais +1,46 $\mathrm{Wm^{2}}$ provêm directamente do aumento do $\mathrm{CO_9}$.

O rápido incremento da concentração dos gases com efeito de estufa, e a incerteza na sua evolução futura, motivaram o IPCC (2001) a construir um leque de cenários de emissão para as próximas décadas, tendo como base pressupostos demográficos, económicos, tecnológicos e sociais. Estes cenários, designados por SRES (Special Report on Emission Scenarios), foram muito recentemente utilizados em diversos modelos climáticos acoplados (atmosfera-oceano) globais, para obter cenários climáticos para o século XXI. Os cenários climáticos servem, por sua vez, como dados de entrada para diversos estudos de impactos sectoriais, como é o caso do presente trabalho.

Os cenários de emissões SRES vieram substituir os cenários IS92, igualmente elaborados pelo IPCC (Leggett et al., 1992), que serviram de base a vários estudos climáticos e de impactos sectoriais, nos quais se incluiu a primeira fase do projecto SIAM (Santos et al., 2002). A primeira fase do SIAM utilizou

o cenário de emissões IS92a, que projectava uma duplicação da concentração do CO_2 no fim do século XXI (em relação aos valores de 1990). Os novos cenários SRES pretendem ser mais abrangentes em relação à possível evolução das emissões do que os cenários IS92, considerando para tal diversas combinações dos principais factores que entram na sua elaboração. Existem quatro famílias de cenários SRES, A1, A2, B1, B2, sendo a família A1 subdividida em três grupos, A1FI, A1T e A1B (ver Capítulo 11).

As concentrações de CO_2 nos diversos cenários SRES e no cenário IS92a são apresentadas na Figura 2.46. Em relação ao fim do período considerado (ano 2100), as concentrações nos diversos cenários variam entre 540 ppm (cenário B1) e 970 ppm (A1FI), o que corresponde a aumentos entre 90 % e 250 % em relação aos valores de 1750 (280 ppm). O cenário IS92a é um cenário intermédio em relação aos cenários SRES, atingindo concentrações de 705 ppm em 2100.

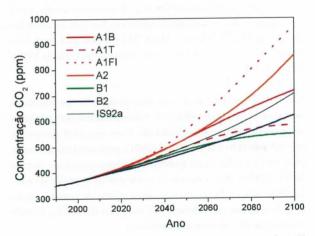


Figura 2.46 – Cenários SRES da concentração de ${
m CO}_2$ (A1B, A1T, A1FI, A2, B1 e B2) e cenário IS92a

Os cenários SRES incluem projecções da evolução das emissões de aerossóis. A maior parte dos cenários projecta aumentos nas emissões de aerossóis de origem antropogénica (como, por exemplo, os que resultam da formação de sulfatos a partir das emissões de SO₂) até meados do século XXI, seguidos de uma diminuição até valores inferiores aos de 1990. Apenas os cenários B2 e A1T prevêem uma diminuição contínua durante todo o século XXI. As emissões de aerossóis nos cenários SRES são substancialmente mais baixas do que no cenário IS92a.

As partículas de aerossol têm um tempo de residência na atmosfera da ordem de alguns anos, bastante inferior ao dos gases com efeito de estufa, tipicamente da ordem da centena de anos. Estas partículas, de origem antropogénica (agricultura, indústria e transportes) e natural (erupções vulcânicas),

funcionam principalmente como dispersores da radiação solar incidente, alterando o balanço radiativo terrestre. No entanto, enquanto certos aerossóis contribuem para minorar o efeito de aquecimento global, dispersando a radiação, outras partículas, tais como a fuligem (IPCC WGI, 1996), contribuem para o aumento do efeito de estufa. Na maior parte dos casos, o efeito dos aerossóis parece ser o de contrariar o efeito de estufa.

No forçamento dos modelos climáticos, desde 1860 até 1990 são usadas as concentrações de gases com efeito de estufa e aerossóis observadas neste período, incluindo os efeitos das emissões humanas e vulcânicas e as variações observadas na radiação solar. A partir de 1990, os modelos utilizam as emissões dos cenários SRES (gases com efeito de estufa e aerossóis), mas não fazem qualquer previsão para a evolução dos forçamentos naturais. A grande maioria das simulações para Portugal, apresentadas na primeira fase do Projecto SIAM (Miranda et al., 2002), foram produzidas com o cenário de emissões IS92a, sem contabilizar o efeito dos aerossóis. Apenas algumas das experiências apresentadas com os modelos globais do Hadley Centre, HadCM2 e HadCM3, incluíam este efeito, que se supõe estar sobrestimado no cenário IS92a (IPCC WGI, 2001).

Não foi projectada nenhuma distribuição de probabilidades para os cenários SRES e, consequentemente, nenhum dos cenários deve ser considerado mais provável do que os outros. Segundo o IPCC WGI (2001), estes cenários de emissões cobrem uma vasta gama de cenários prováveis para o futuro. No entanto, poderão ocorrer outros cenários de evolução ao longo do século XXI, com níveis de concentração fora do alcance considerado nos cenários do IPCC, actualmente considerados menos prováveis.

2.3.2 Modelos de Circulação Global

Os modelos numéricos acoplados (atmosfera-oceano) de circulação global constituem actualmente a melhor forma, e possivelmente a única cientificamente credível, de simular cenários de mudança climática. Os modelos climáticos de circulação global são elaborados a partir de equações que representam os processos físicos que ocorrem na atmosfera e nos oceanos e têm em conta interacções com a litosfera, biosfera e criosfera. As equações são discretizadas no espaço e no tempo, em redes que cobrem todo o globo, com resoluções horizontais da ordem de centenas de quilómetros, e são integradas com passos de tempo de cerca de 30 minutos. Os processos físicos de escala menor do que o espaçamento das malhas têm que ser parametrizados. Entre estes estão processos muito importantes no estabelecimento do estado da atmosfera, como sejam todos os processos relacionados

com nuvens (termodinâmicos e dinâmicos), ondas gravíticas orográficas e processos de camada limite atmosférica.

Com a implementação de modelos globais cada vez mais sofisticados e com o aumento da capacidade computacional, é possível reproduzir com precisão crescente os padrões de larga escala das distribuições sazonais de temperatura e pressão. Deste modo, diversos modelos globais de clima têm sido capazes de reproduzir satisfatoriamente as principais características das tendências do clima passado, quando se tem em consideração as concentrações observadas de gases com efeito de estufa, as emissões de aerossóis (naturais e antropogénicas) e a variabilidade solar. Por exemplo, o modelo do Hadley Centre HadCM3, um dos modelos utilizados mais extensivamente neste trabalho, é capaz de reproduzir, de forma aproximada, as tendências da temperatura média global observadas desde 1860 (Stott et al., 2000).

A confiança nos resultados dos modelos globais de clima tem vindo a crescer gradualmente, aumentando igualmente a confiança na representatividade dos cenários climáticos produzidos por estes modelos. No entanto, existem sempre incertezas associadas às simulações de modelos. Estas incertezas provêm quer dos próprios cenários de emissões de gases com efeito de estufa, sendo ilustrada pelo conjunto dos cenários SRES, quer por diferenças nas formulações dos diversos modelos globais. Além disso, alguns processos, como as nuvens, são particularmente difíceis de representar. A somar a todas estas dificuldades, a resolução espacial dos modelos não é suficiente para que, quer a orografia e as linhas de costa, quer os próprios sistemas meteorológicos, sejam representados com o detalhe necessário.

2.3.3 Evolução Climática da Península Ibérica no Cenário IS92a

Nesta secção apresentam-se cenários climáticos para Portugal Continental e para a Península Ibérica, obtidos com diversos modelos globais de clima utilizando o cenário de emissões IS92a. Os cenários são construídos a partir de dados mensais fornecidos pelo IPCC-Data Distribution Centre, anteriores a Abril de 2001. Os modelos utilizados pertencem à última ou penúltima geração, anterior aos modelos utilizados com os cenários SRES (ver Tabela 2.2). A maioria das simulações com o cenário de emissões IS92a abrange o período 1860-2100. Entre 1860 e 1990 foram introduzidas nos modelos as concentrações históricas observadas de gases com efeito de estufa. A partir de 1990, considerou-se um aumento aproximado de 1 %/ano da concentração de CO. equivalente (inclui outros gases para além do CO₂), que é semelhante em termos de forçamento radiativo ao cenário IS92a (IPCC WGI, 1996).

Para cada simulação com o cenário IS92a, calculou-se a anomalia da temperatura média na Península Ibérica (Figura 2.47), subtraindo ao cenário a temperatura média de uma simulação de controlo obtida com uma concentração constante de CO_o (próxima da média observada no período 1961-1990). Na Figura 2.47 estão incluídas duas simulações com aerossóis (HadCM2-GSa2 e HadCM3-GSa1). As restantes simulações foram realizadas apenas com gases com efeito de estufa. Com o modelo de 2.ª geração do Hadley Centre (HadCM2) (Johns et al., 1997; Mitchell e Johns, 1997) foram realizados conjuntos de quatro simulações (GGa1-a4) com condições iniciais diferentes, iniciando cada uma das simulações a partir da simulação de controlo, com intervalos sucessivos de 150 anos. Às anomalias anuais da temperatura média foi aplicada uma média móvel de 10 anos para suavizar a variabilidade interanual.

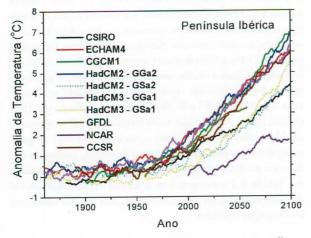


Figura 2.47 — Evolução da anomalia da temperatura média na Península Ibérica em diversos modelos globais (GCMs), calculada como a diferença entre as simulações com aumento de CO_2 (cenário IS92a) e as simulações de controlo. Média móvel de 10 anos aplicada às séries anuais

Todos as simulações da Figura 2.47 apresentam uma tendência positiva da temperatura média na Península Ibérica, no século XXI. Em 2100 as anomalias variam entre 1,7 °C e 7 °C em relação às simulações de controlo. Ao longo do século XX os modelos já indicam uma pequena subida da temperatura média, que se torna mais pronunciada no último quarto de século, o que coincide aproximadamente com o último período de aquecimento global e local observado.

Note-se que os cenários de emissões são ligeiramente diferentes de modelo para modelo. Alguns modelos consideram um aumento de 0,9 %/ano da concentração de ${\rm CO_2}$, enquanto a maioria utiliza 1 %/ano. No entanto, a amplitude de resultados da Figura 2.47 provém essencialmente das diferenças entre as formulações dos modelos, e constitui parte da

incerteza associada a cenários climáticos. As simulações sem aerossóis do HadCM2 (GGa2) e HadCM3 (GGa1) projectam em 2100 anomalias de 6,9 °C e 6,4 °C respectivamente. Quando o efeito dos aerossóis é introduzido nestes modelos (HadCM2-GSa2 e HadCM3-GSa1), o aumento gradual de temperatura é menor (entre 1 °C e 2,5 ° em 2100) do que nos casos sem aerossóis.

Na malha horizontal dos modelos globais, a parte Oeste da Península Ibérica é representada no máximo por três pontos, adiante designados por pontos Norte, Centro e Sul. Note-se que as redes horizontais dos modelos não são coincidentes. No caso dos modelos HadCM2 e HadCM3, que partilham a mesma rede, os três pontos estão representados na Figura 2.1 (triângulos amarelos). Nestes modelos, o ponto Norte centra-se na Galiza e os restantes dois em Portugal Continental. As anomalias da temperatura média nestes três pontos no período 2070-2099, em relação à simulação de controlo estão representadas na Figura 2.48, em abcissas. Nestes gráficos, as anomalias da precipitação anual, em percentagem da precipitação de controlo, são representadas em ordenadas. Deve notar-se que cada um destes pontos pretende representar a situação média observada numa região envolvente, com dimensão igual ao espaçamento entre pontos, e não valores locais.

Em qualquer dos três pontos apresentados na Figura 2.48 a projecção dos vários modelos para 2070-2099 é de um aumento de temperatura, acompanhado de uma diminuição da precipitação anual, excepto no caso da simulação HadCM2-GSa2 (que inclui o efeito dos aerossóis) nos pontos Centro e Sul onde se regista um aumento de precipitação, inferior a 10 %. No ponto Norte, as anomalias de precipitação anual estão concentradas entre -5 % e -25 %, enquanto que nos pontos Centro e Sul se registam perdas de precipitação substancialmente mais elevadas, atingindo os 40 % em alguns modelos. Da análise da Figura 2.48 facilmente se conclui que existe grande disparidade nos resultados dos diversos modelos. Na generalidade dos modelos, na parte Oeste da Península Ibérica, as anomalias de temperatura variam entre +3 e +7 °C, sendo o ponto Norte o que apresenta as anomalias mais baixas. Em geral pode dizer-se que os modelos projectam para as zonas Centro e Sul de Portugal maiores perdas de precipitação anual e maiores aumentos de temperatura do que na zona Norte do país.

Da análise das séries temporais de precipitação anual acumulada para as simulações HadCM2-GGa2 e HadCM3-GGa1 nos três pontos considerados na Figura 2.48 (curvas não apresentadas) concluiu-se que a precipitação tem uma variabilidade interanual acentuada (Miranda et al., 2002). É evidente nessas simulações uma tendência decrescente da precipitação no século XXI, associada às anomalias negativas de precipita-

ção apresentadas na Figura 2.48. O cenário HadCM2-GSa2, que inclui o efeito dos aerossóis, não reproduz a tendência decrescente da precipitação, apresentando contudo, uma variação interdecadal elevada. No entanto, na simulação HadCM3-GSa1, igualmente realizada com o efeito dos aerossóis, a redução da precipitação volta a ser reproduzida.

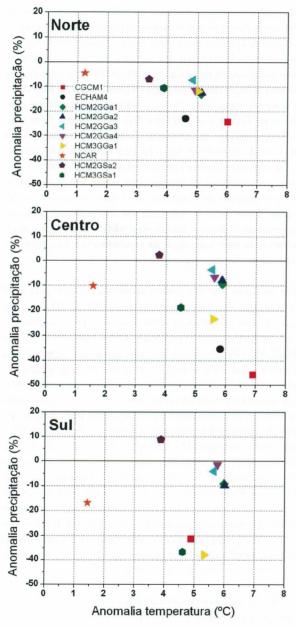


Figura 2.48 — Anomalias da temperatura média e precipitação anual acumulada (em percentagem da precipitação de controlo) nos três pontos dos modelos globais situados na zona Oeste da Península Ibérica. Anomalias calculadas considerando a diferença entre as simulações com aumento de CO_2 (cenário IS92a, período 2070-2099) e as simulações de controlo

No que se refere ao ciclo anual de precipitação, a maioria dos modelos projecta para os meses de Inverno um aumento ligeiro da precipitação acumulada no ponto Norte no período 2070-2099 em relação ao período 1961-1990, tomado aqui como período de referência. Nos pontos Centro e Sul, no Inverno o comportamento dos modelos é muito diverso. Nas restantes estações do ano, os modelos prevêem em geral uma diminuição da precipitação nos três pontos considerados, especialmente na Primavera e no Outono, embora com valores diferentes de modelo para modelo.

2.3.4 Evolução Climática da Península Ibérica nos Cenários SRES

Os cenários climáticos para o século XXI na Península Ibérica decorrentes dos cenários de emissões SRES foram obtidos com os GCMs enumerados na Tabela 2.2. Nem todos os modelos utilizaram a totalidade dos cenários SRES, sendo comuns a todos os modelos apenas os cenários A2 e B2. Uma vez mais, os dados mensais das simulações foram fornecidos pelo IPCC-Data Distribution Centre, em Junho de 2003. Ao conjunto de dados obtido através do IPCC foram adicionados dados mensais das simulações do HadCM3 realizadas com os cenários A1FI e B1 obtidos através do Projecto LINK (Viner, 1996). Note-se que, neste estudo é incluída a incerteza devida à existência de diversos cenários de emissões de gases com efeito de estufa, para além da incerteza, resultante dos diversos modelos globais utilizados. Os GCMs apresentados na Tabela 2.2 correspondem à última versão operacional de modelos de clima construídos por cada um dos centros de investigação referidos.

Na Figura 2.49 estão representadas as anomalias da temperatura média anual nos pontos de cálculo sobre a Península Ibérica, calculadas como a diferença entre as séries de temperatura das simulações com os cenários SRES e a temperatura média das mesmas simulações nos períodos de controlo (1961-1990, para a maior parte dos modelos). Tal como no caso da Figura 2.47, foi aplicada uma média móvel de 10 anos a cada uma das séries da Figura 2.49, para suavizar a variabilidade interanual.

Nos cenários SRES os modelos projectam um aumento da temperatura na Península Ibérica em 2100 entre +2 e +8,6 °C em relação ao período de controlo. Nas primeiras décadas do século XXI, as anomalias da temperatura média das simulações não divergem muito. Dada a inércia do sistema climático, associada em particular à resposta relativamente lenta do oceano a alterações da composição atmosférica, uma parte substancial das alterações climáticas que vão ocorrer nas próximas décadas resulta de emissões já realizadas (Hadley Centre, 2002). A partir de 2020 as ano-

Tabela 2.2 - Modelos de Circulação Global (CGMs)

Modelo	Entidade	Referência	Cenário
CSIRO Mk2	Commonwealth Scientific Industrial Research Organisation (Australia)	Hirst et al. (1996), Gordon e O'Farrell (1997), Hirst et al. (2000)	A1,A2,B1,B2
ECHAM4/OPYC3	European Centre/ Hamburg/ Deutches Klimarechenzentrum (Germany)	Roeckner <i>et al.</i> (1996), Zhang <i>et al.</i> (1998)	A2,B2
HadCM3	Hadley Centre for Climate Prediction and Research (UK)	Gordon et al. (2000)	A1FI,A2,B1,B2
CGCM2	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Canada)	Reader e Boer (1998), Boer et al. (2000)	A2,B2
GFDL-R30	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (USA)	Manabe e Stouffer (1996), Haywood <i>et al.</i> (1997)	A2,B2
NCAR CSM	National Center for Atmospheric Research (USA)	Boville e Gent (1998)	A2
NCAR DOE-PCM	National Center for Atmospheric Research (USA)	Washington et al. (2000), Meehl et al. (2000)	A2,B2
CCSR/NIES2	Center for Climate Research Studies/ National Institute for Environmental Studies (Japan)	Emori et al. (1999)	A1,A1B,A1FI,A2,B1,B2

malias de temperatura na Figura 2.49 começam a divergir significativamente, devido ao aumento da concentração dos gases com efeito de estufa previsto nos cenários SRES para o século XXI (Hulme *et al.*, 2002).

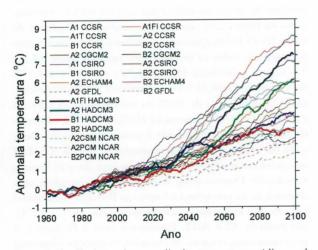


Figura 2.49 — Evolução da anomalia da temperatura média anual na Península Ibérica para diversos modelos globais (GCMs), calculada como a diferença entre as simulações com aumento de ${\rm CO}_2$ (cenários SRES) e a média no período de controlo. Média móvel de 10 anos aplicada às séries anuais

Tal como seria de esperar, a gama de anomalias da temperatura média na Península Ibérica obtida em 2100 com os cenários SRES (entre +2 °C e +8,6 °C) é maior do que a gama de anomalias projectada com o cenário IS92a (+1,7 °C – +7 °C). Registe-se que certos modelos (principalmente

os modelos CCSR/NIES e HadCM3) reagem fortemente aos cenários de emissões mais extremos (A1FI e A2), projectando anomalias superiores a +7 °C. O modelo CCSR//NIES é o que prevê maior aquecimento, com o cenário de menores emissões (B1) a produzir uma anomalia de +5,4 °C em 2100.

O cenário A2 gera anomalias da temperatura média entre +2,5 °C e +8,6 °C em 2100, enquanto que no cenário B2 as anomalias variam entre +2 °C e +6 °C. Conclui-se, portanto, que os cenários mais extremos, com maior crescimento de emissões de gases com efeito de estufa, apresentam uma maior incerteza na projecção da temperatura média. Para cada modelo, o cenário A2 conduz a aquecimentos mais elevados do que o cenário B2. Aliás, para cada um dos modelos, e para o HadCM3 em particular (curvas marcadas a traço mais grosso na Figura 2.49), a ordem de grandeza das anomalias de temperatura em 2100 cresce monotonicamente com os valores da concentração de CO₂ em 2100. Saliente-se que na simulação B1 do HadCM3, a anomalia de temperatura cresce significativamente até 2080, ano após o qual se mantém aproximadamente constante até ao fim do século XXI. Esse resultado traduz uma resposta com algum atraso à evolução da concentração de CO,, revelando uma inércia do sistema climático no estabelecimento de condições de equilíbrio radiativo. O modelo regional HadRM3, cujos resultados serão extensivamente discutidos na secção 2.4, foi forçado pelas simulações do HadCM3 com os cenários A2 e B2.

Na Figura 2.50 estão representadas as séries temporais de precipitação anual na parte Oeste da Península previstas

por cada um dos cenários do HadCM3. As séries de precipitação foram suavizadas com uma média móvel de 10 anos. A série de precipitação do HadCM3 relativa ao cenário A1FI, o que tem a maior emissão de gases com efeito de estufa, mostra uma tendência decrescente desde o fim do século xx até 2100. Nos cenários A2 e B2 do HadCM3 a diminuição da precipitação anual não é tão marcada, e no cenário B2 não se detecta um sinal claro na tendência da precipitação. As tendências da precipitação têm o mesmo sinal nos três pontos na zona Oeste da Península.

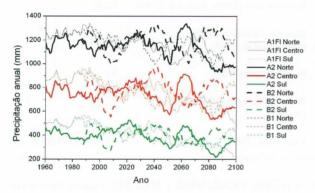


Figura 2.50 — Séries temporais de precipitação anual nos três pontos Norte, Centro e Sul da zona Oeste da Península Ibérica para o HadCM3 (ver Figura 2.1) forçado com os cenários SRES-A1FI, A2, B1 e B2. Média móvel de 10 anos aplicada às séries anuais

A anomalia da precipitação anual entre 2070-2099 e o período de controlo 1961-1990 para os três pontos Norte, Centro e Sul, utilizando todos os modelos que têm pontos nesta zona, está representada na Figura 2.51. Nesta figura, os símbolos a preto representam as simulações com o cenário B2, enquanto os símbolos vermelhos indicam simulações com o cenário A2. A azul e laranja estão as simulações com os cenários B1 e A1FI, respectivamente.

Da observação desta figura conclui-se que o modelo HadCM3 (triângulos invertidos), nos cenários A1FI, B2 e B1, é o que projecta maiores perdas de precipitação para a área portuguesa. Nas simulações com o cenário A2, predominam as situações em que há perda de precipitação anual. Por outro lado, nas simulações com o cenário B2 existe um predomínio ligeiro dos casos com diminuição de precipitação, sendo o decréscimo em geral mais pequeno do que no cenário A2. A dispersão das anomalias nos pontos Norte, Centro e Sul é relativamente semelhante, com o ponto Centro a registar as maiores anomalias negativas. Em termos relativos, as perdas de precipitação são mais significativas no ponto Sul, visto que é o ponto com menos precipitação anual. A magnitude das perdas de precipitação obtidas com os cenários SRES é semelhante à registada com o cenário IS92a (Figura 2.41 de Miranda et al. [2002]). Os ciclos anuais das anomalias da

precipitação (em percentagem da precipitação no período de referência) e da temperatura (em °C) estão representados na Figura 2.52 (para os cenários A2 e A1FI) e na Figura 2.53 (cenários B2 e B1).

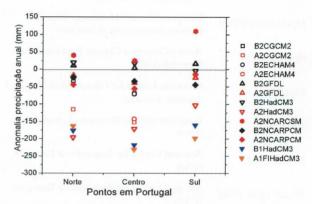


Figura 2.51 — Anomalia da precipitação anual entre 2070-2099 e 1961-1990 dada pelos GCMs, nos três pontos da zona Oeste da Península Ibérica

No Inverno, para os cenários A2 e A1FI, as anomalias de temperatura variam entre +1,5 °C e +4 °C e as anomalias de precipitação entre -25 % e +20 %. A maioria dos modelos prevê um aumento da precipitação de Inverno em Portugal Continental, principalmente na região Norte. Nas outras estações do ano as anomalias dos vários modelos, representadas na Figura 2.52, apresentam uma maior amplitude de variação. O Verão apresenta as maiores anomalias de temperatura em todos os modelos (por exemplo entre +4,5 e +9 °C para a simulação HadCM3-A2 e entre +7 e +11,5 °C na simulação HadCM3-A1FI) e maiores perdas de precipitação relativa (cerca de -60 % na simulação ECHAM4-A2 e no ponto Norte da simulação HadCM3-A1FI), resultado de importância menor devido à pouca precipitação observada no Verão. Exceptua-se a simulação NCAR/CSMA2 que prevê um aumento de precipitação superior a 10 % nesta estação. No Outono quase todos os modelos prevêem uma diminuição da precipitação futura em Portugal Continental (até -55 %) e aumentos de temperatura entre +2 °C e +7 °C, nos cenários A2 e A1FI. Finalmente para a Primavera, e para os mesmos cenários de emissões, os modelos projectam essencialmente perda de precipitação (em certos modelos superior à perda relativa no Outono) e aumentos de temperatura compreendidos entre +1 °C e +5,5 °C.

Analisando mais detalhadamente os resultados do modelo HadCM3, uma vez que é este o modelo que força o modelo regional a usar na secção 2.4, constata-se que as anomalias obtidas para o cenário A2 estão entre as mais elevadas, e que no cenário mais extremo de emissões, A1FI, as anomalias de temperatura do HadCM3 são superiores às encontradas

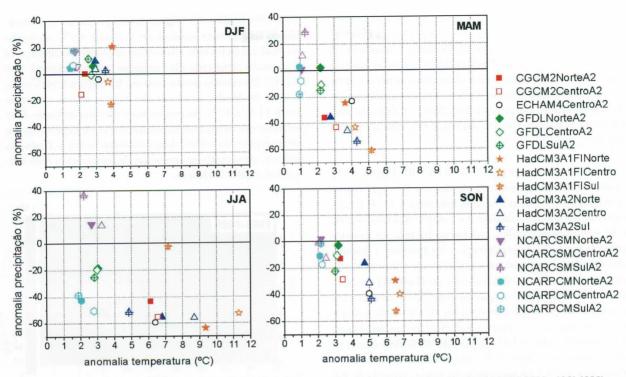


Figura 2.52 – Ciclo anual das anomalias da temperatura média e precipitação (diferença entre valores médios em 2070-2099 e 1961-1990) para os pontos dos GCMs correspondentes à área portuguesa, cenários A2 e A1FI

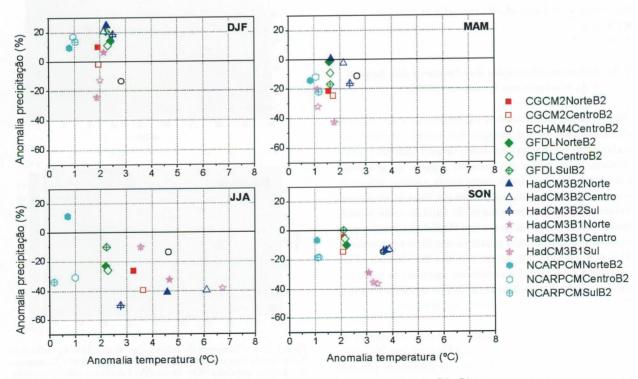


Figura 2.53 – Tal como a Figura 2.52, mas para os cenários B2 e B1

para o cenário A2. Constata-se, ainda, que na Primavera e Outono, e para certos modelos no Verão, se detecta uma correlação entre as anomalias de temperatura e as anomalias relativas da precipitação (Figura 2.52). Ou seja, as maiores anomalias de temperatura estão associadas às maiores perdas de precipitação. Este resultado foi igualmente verificado para as anomalias anuais nos pontos Norte e Centro da zona Oeste da Península Ibérica (Figura 2.48), com o cenário IS92a.

Nos cenários com menores emissões B2 e B1 (Figura 2.53), as anomalias de temperatura obtidas em Portugal Continental são, em todas as estações, inferiores a +7 °C e inferiores às obtidas nos cenários A2 e A1FI. Nos cenários B2 e B1, em todas as estações, excepto no Inverno, os modelos projectam perdas de precipitação. No Inverno, a maioria das simulações apontam para um aumento relativo da precipitação, superior a 20 % no caso do HadCM3 (cenário B2). No entanto, a simulação do HadCM3 realizada com o cenário B1 prevê uma perda entre 10 e 25 % da precipitação de Inverno no Centro e Sul. Note-se que no cenário Bl a concentração de CO_o no período 2070-2099 é inferior à do cenário B2 (Figura 2.46), embora entre 2020 e 2060 a concentração de CO₃ no cenário B1 esteja acima da de B2. No Verão, contrariamente ao previsto para as outras estações, a perda de precipitação na simulação HadCM3-B2 é maior do que na simulação HadCM3-B1. Por outro lado, as anomalias de temperatura da simulação HadCM3-B2 são superiores às de HadCM3-B1 em todas as estações excepto no Verão.

2.3.5 Evolução Climática dos Sectores dos Açores e da Madeira nos Cenários SRES

Neste trabalho são discutidos, nas secções 2.6 e 2.7, cenários climáticos para os arquipélagos dos Açores e da Madeira, elaborados com um modelo físico simples (Azevedo, 1996; Azevedo et al., 1999) que permite, a partir de grandezas calculadas com modelos de larga escala, estimar valores de temperatura e precipitação médias em ilhas montanhosas. Foram utilizados como valores de entrada neste modelo dados diários e mensais do modelo HadCM3 extraídos para os pontos de grelha mais próximos das ilhas em estudo (S. Miguel e Terceira nos Açores e a ilha da Madeira). Para enquadrar estes cenários climáticos, apresenta-se nesta secção a evolução climática do HadCM3 no sector do Atlântico Nordeste onde se situam ambos os arquipélagos.

A média da temperatura máxima de Verão no período de controlo 1961-1990 é apresentada na Figura 2.54a. Na região dos Açores, a temperatura máxima do período de controlo ronda os 19-20 °C, enquanto na Madeira se ultrapassam os

 $20~^{\rm o}$ C. No cenário A2 (Figura 2.54b) projectam-se anomalias da temperatura máxima no Verão de $+2~^{\rm o}$ C na região da Madeira no período 2070-2099, enquanto que nos Açores a anomalia projectada é ligeiramente inferior (entre $+1~^{\rm o}$ C e $+2~^{\rm o}$ C). No cenário menos extremo B2 (Figura 2.54c), tanto a zona da Madeira como a dos Açores sofrem aumentos entre $+1~^{\rm o}$ C e $+2~^{\rm o}$ C na temperatura máxima de Verão. É de salientar que as maiores anomalias dos cenários se verificam sobre regiões terrestres, designadamente sobre a Península Ibérica, observando-se anomalias de temperatura mais baixas nas regiões oceânicas.

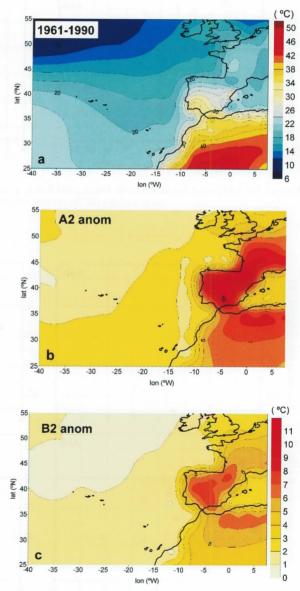


Figura 2.54 — Temperatura máxima no Verão (JJA) no Atlântico Norte obtida com o HadCM3: (a) controlo (1961-1990); (b) anomalia (A2); (c) anomalia (B2). Anomalias calculadas entre o período 2070-2099 e o período de controlo

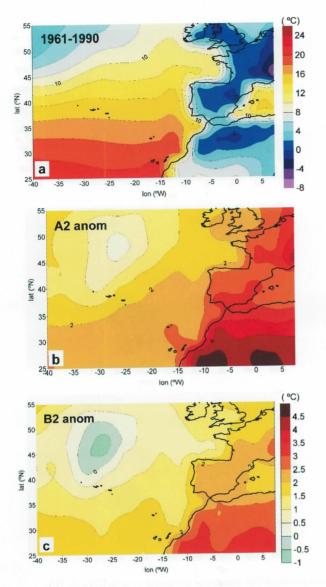


Figura 2.55 – Temperatura mínima no Inverno (DJF) no Atlântico Norte obtida com o HadCM3: (a) controlo (1961-1990); (b) anomalia (A2); (c) anomalia (B2). Anomalias calculadas entre o período 2070-2099 e o período de controlo

No Inverno, a temperatura mínima no período de controlo (Figura 2.55a) ronda os 18 °C na região da Madeira, descendo para cerca de 15 °C nas ilhas açorianas. O aumento da temperatura mínima no Inverno no cenário A2 é de cerca de +2,5 °C na Madeira e varia entre +1,5 °C e +2 °C nos Açores (Figura 2.55b). No cenário B2 o aumento da temperatura mínima é ligeiramente superior a +1,5 °C na Madeira e é da ordem de +1 °C nos Açores (Figura 2.55c). Nesta estação do ano, as maiores anomalias de temperatura são projectadas sobre o continente africano e não sobre a Península Ibérica, como era o caso das anomalias de temperatura máxima no

Verão (Figura 2.54b,c). Note-se ainda que no cenário B2 o modelo HadCM3 prevê a existência de uma região no centro do Atlântico Norte, a norte dos Açores, onde as anomalias da temperatura mínima de Inverno são negativas (ver Figura 2.55c).

Na Figura 2.56a,b apresenta-se a precipitação de Inverno e de Verão do HadCM3 no período de controlo. No Inverno, a precipitação na região da Madeira é inferior a 150 mm, enquanto entre S. Miguel e a Terceira varia entre 350 e 400 mm. No Verão, e no mesmo período de controlo, o modelo HadCM3 regista menos de 20 mm de precipitação na Madeira e cerca de 50-60 mm nas ilhas de S. Miguel e Terceira.

As projecções para 2070-2099 da anomalia da precipitação de Inverno no cenário A2 (Figura 2.56c) revelam uma zona de aumento ligeiro da precipitação nas latitudes a norte de 35 °N, que inclui os Açores, enquanto a sul desta latitude se observa um decréscimo da precipitação. Assim, na Madeira o modelo projecta perdas na precipitação de Inverno de -20 %, e para os Açores um aumento da ordem de +10 %. No Verão o campo da anomalia da precipitação no cenário A2 (Figura 2.56d) tem valores predominantemente negativos no Atlântico Nordeste, excepto na região oceânica junto à costa do Norte de África e do Sul de Portugal Continental, onde se verifica um aumento significativo de precipitação que atinge um máximo de + 90%, e no Mediterrâneo Ocidental, junto à costa espanhola. A Madeira situa-se na região em que a anomalia de precipitação de Verão é positiva, sendo da ordem dos +40 %. Por sua vez para os Açores o modelo projecta uma perda da precipitação de Verão superior a 20 % neste cenário.

No cenário B2, a anomalia de precipitação no Inverno (Figura 2.56e) na Madeira é negativa e ligeiramente superior à encontrada no cenário A2, e nos Açores é praticamente igual (positiva) à projectada para o cenário A2. O aumento da precipitação de Verão na Madeira é menor no cenário B2 (+20 % – Figura 2.56f) do que no cenário A2, enquanto a perda de precipitação na região dos Açores está compreendida entre -10 e -20 %, inferior aos valores projectados para o cenário A2.

2.4 CENÁRIOS CLIMÁTICOS OBTIDOS COM MODELOS REGIONAIS EM PORTUGAL CONTINENTAL

2.4.1 Modelo Regional de Clima HadRM2-3

A maior parte dos estudos de impacto ambiental das alterações climáticas requerem informação de parâmetros meteo-

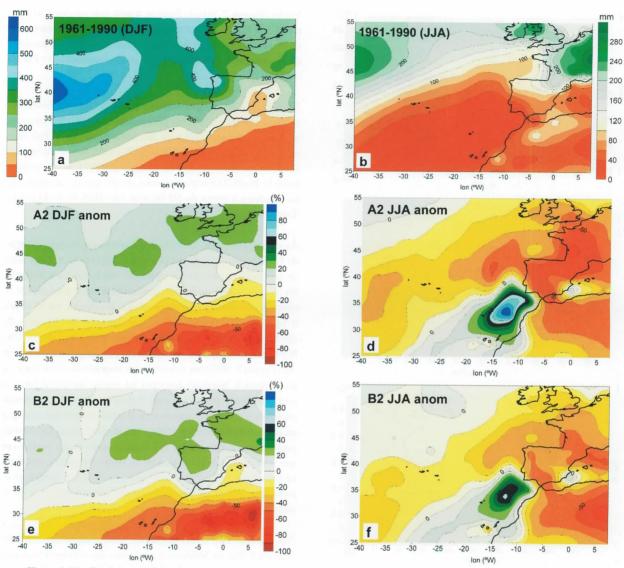


Figura 2.56 – Precipitação acumulada no Atlântico Norte obtida com o HadCM3 (simulação de controlo) em (a) DJF e (b) JJA. Anomalias relativas da precipitação nos cenários A2: (c) DJF; (d) JJA; e B2: (e) DJF; (f) JJA. Anomalias calculadas entre o período 2070-2099 e o período de controlo

rológicos (e.g. precipitação ou temperatura máxima) com elevada resolução espaciotemporal, totalmente incompatíveis com as baixas resoluções fornecidas pelos GCMs (Shubert e Henderson-Sellers, 1997). Ao longo das últimas duas décadas foram desenvolvidas inúmeras técnicas para «ligar» as baixas escalas fornecidas pelos GCMs às escalas requeridas pelas diversas comunidades que estudam os impactos a jusante. Estas metodologias ficaram conhecidas na comunidade científica por técnicas de regionalização e podem ser globalmente divididas em duas grandes classes:

Regionalização dinâmica. Técnica usualmente baseada na utilização de modelos regionais de menor escala espacial

(25-50 km) e que são forçados na sua fronteira por GCMs (Giorgi, 1990). Para além destes, existem os modelos globais, em que a resolução pode ser aumentada em zonas limitadas, como por exemplo o modelo ARPEGE-IFS com resolução aumentada na zona do Mediterrâneo (Gibelin e Déqué, 2003). No último caso existe realimentação dos fenómenos à escala local para os fenómenos à escala global, o que não acontece nos modelos regionais forçados nas fronteiras pelos modelos globais. Outra técnica baseada em modelos dinâmicos consiste em aumentar a resolução espacial e temporal de um GCM normal só nos subperíodos que interessa estudar, permanecendo o resto da integração numérica em baixa resolução (e.g. Cubash et al., 1996).

Regionalização estatística. Estas técnicas identificam as relações existentes entre padrões de circulação de larga escala e variáveis climáticas observadas à escala local. Estas relações são depois utilizadas nas saídas de GCMs de forma a traduzir as alterações futuras da circulação geral em anomalias de parâmetros meteorológicos à escala local (von Storch et al., 1993). As técnicas de regionalização estatística têm sido aplicadas de uma forma generalizada devido à sua simplicidade e baixo custo computacional quando comparadas com os métodos dinâmicos (Goodess e Palutikof, 1998). Em particular, diversos estudos de cenários climáticos para Portugal e para a Península Ibérica foram realizados com algumas variantes deste tipo de técnicas estatísticas (e.g. Corte-Real et al., 1995; Trigo e Palutikof, 1999; Trigo e Palutikof, 2001; Sumner et al., 2003).

O valor relativo das diversas metodologias de regionalização tem sido objecto de discussão (Wilby e Wigley, 1997; Murphy, 1999; Gibelin e Déqué, 2003), parecendo existir vantagem na utilização de modelos dinâmicos regionais ou globais, com resolução aumentada, em relação às técnicas estatísticas, visto que estas assentam no pressuposto de que as relações estatísticas que ocorrem no clima presente se manterão inalteradas no clima futuro, mesmo com forçamentos diferentes dos que ocorrem no presente, o que pode ser fisicamente inconsistente.

De facto, o uso de modelos regionais de clima está a tornar-se numa das principais formas de elaborar estudos de mudança climática (Christensen et al., 1997; Jones e Reid, 2001). A maior definição espacial dos modelos regionais de clima é uma das grandes vantagens do seu uso em relação aos modelos globais. Nos modelos regionais a topografia tem bastante mais definição, permitindo captar detalhes importantes das linhas de costa e da orografia, que não são passíveis de serem incluídos nos modelos globais. Esta característica dos modelos regionais permite modelar com mais precisão os processos atmosféricos, como os decorrentes dos contrastes entre oceanos e continentes e os associados à topografia (chuva orográfica por exemplo). Desta forma, os modelos regionais são capazes de modelar, localmente, com maior fiabilidade do que os GCMs, fenómenos climáticos extremos (Jones e Reid, 2001; Hadley Centre, 2000), tais como episódios extremos de precipitação. Um estudo recente sobre a distribuição diária de precipitação extrema obtida com o HadRM2 (Durman et al., 2001), indica que os resultados obtidos com este modelo representam uma melhoria em relação às simulações de controlo dos GCMs. No entanto, a resolução dos modelos regionais (da ordem de 50 km) não permite ainda representar explicitamente os processos de formação de nuvens, para além de outros processos de pequena escala associados à camada atmosférica junto ao solo (camada limite), que continuam a ter que ser parametrizados. Tal como nos modelos globais, as parametrizações dos processos relacionados com nuvens e precipitação necessitam ainda de ser aperfeiçoadas e podem constituir uma fonte de erros para os modelos regionais. Por outro lado, as incertezas de larga escala que afectam os modelos globais reflectem-se nos modelos regionais, uma vez que são forçados por aqueles, podendo fazer propagar erros sistemáticos das maiores para as menores escalas, como parece ser o caso verificado no campo da precipitação na Europa (Christensen et al., 1997).

Para obter cenários climáticos em Portugal Continental com maior definição espacial do que os fornecidos pelos GCMs, foi utilizado neste trabalho o modelo regional do Hadley Centre HadRM nas versões 2 e 3. O HadRM2 (Murphy, 1999; Jones et al., 1995; Jones et al., 1997b; Noguer et al., 1998) é um modelo atmosférico, forçado nas suas fronteiras pelo HadCM2. Por sua vez, a versão mais recente do modelo regional HadRM3 é forçada lateralmente pelo HadAM3H (Pope et al., 2000), que é um modelo atmosférico intermédio entre o modelo regional e o modelo global acoplado (oceano-atmosfera) HadCM3 e que tem uma resolução horizontal de 150 km. O forçamento da fronteira inferior do HadAM3H é realizado através da imposição de valores da temperatura da superfície do mar e da camada de gelo oceânico modeladas pelo HadCM3. Tanto o HadRM2 como o HadRM3 têm redes horizontais com um espaçamento aproximado de 50 km (Figura 2.1). O domínio horizontal do HadRM3 engloba a zona Leste do Atlântico Norte (sem incluir os arquipélagos da Madeira e Açores) e o continente europeu. Ambos os modelos são executados com um passo temporal de 5 minutos.

Os dados diários e mensais de diversas variáveis climáticas simuladas com os modelos HadRM2-3 serviram de base à construção dos cenários climáticos apresentados nesta secção. Para o modelo HadRM2 foram obtidos dados referentes ao cenário IS92a, enquanto para o HadRM3 os dados fornecidos correspondem aos cenários SRES A2 e B2 (Figura 2.46). No caso do cenário IS92a foram utilizados dados de duas simulações: uma simulação de controlo com um valor constante da concentração do CO_a equivalente (323 ppmv), comparável à climatologia do período 1961-1990, e uma simulação com concentração crescente do CO, equivalente a uma taxa de 1% ao ano a partir de 1990, forçada com a simulação GGa2 do HadCM2. A simulação do HadRM2 com o cenário IS92a cobre o período 2080-2100 (dados mensais e diários). Do HadRM3 foram utilizados dados de três corridas de controlo, correspondentes às simulações do HadCM3 A2c, B2a e B2b, que foram realizadas com emissões históricas dos gases com efeito de estufa, incluindo as emissões provenientes de erupções vulcânicas e efeitos da variação da potência solar, no período 1960-1990. Ou

seja, o forçamento radiativo em cada uma das simulações de controlo é o mesmo, variando as condições iniciais. Para 2070-2100 foram obtidos dados do HadRM3 correspondentes a quatro simulações, três com o cenário A2 (A2a, A2b, A2c) e apenas uma com o cenário B2 (B2a). A simulação de controlo do HadRM3 analisada neste trabalho é a A2c. Nos cenários futuros fez-se uma média das simulações A2a-c. As anomalias são calculadas entre simulações equivalentes. Por exemplo, a anomalia do cenário B2 é calculada entre as simulações B2a no período futuro e no período de controlo.

2.4.2 Comparação entre Simulações de Controlo e a Normal Climática Observada

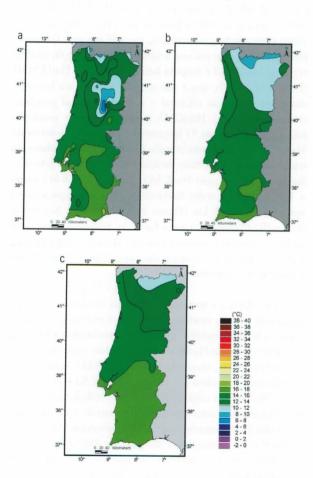


Figura 2.57 – Temperatura média: (a) observações 1961-1990; (b) controlo HadRM2; (c) controlo HadRM3

Para verificar a capacidade dos modelos HadRM2-3 em reproduzir o clima presente de Portugal Continental, compararam-se os resultados das simulações de controlo com os mapas das normais climáticas observadas para o período 1961-1990. Na Figura 2.57 apresentam-se os mapas da tem-

peratura média e na Figura 2.58 os mapas da precipitação anual.

Ambas as simulações de controlo dos modelos HadRM2-3 conseguem representar aproximadamente as características principais do campo da temperatura média em 1961-1990, tais como a magnitude dos valores do campo e a intensidade do gradiente Norte-Sul. Notam-se, no entanto, algumas diferenças importantes entre a climatologia e o campo simulado. Os modelos HadRM2-3 não representam correctamente as baixas temperaturas que ocorreram em zonas montanhosas do Norte e Centro do país (serra da Estrela por exemplo). Este facto deve-se à suavização da topografia que um modelo, com resolução de 50 km tem em relação à topografia real. Outras diferenças são inerentes a cada uma das versões do HadRM e estão relacionadas com as parametrizações utilizadas. O HadRM2 tem um viés entre 0,5-2 °C para temperaturas mais baixas em relação à climatologia, mais acentuado no Norte do país, enquanto o HadRM3 é mais quente do que as observações entre 0,5-2 °C no litoral alentejano e no Alto Alentejo.

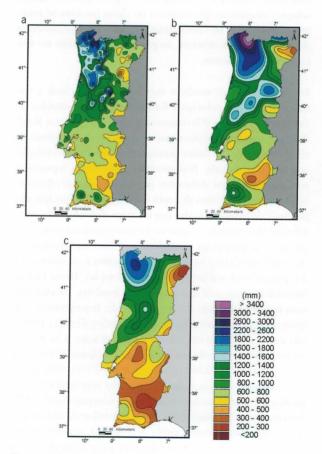


Figura 2.58 – Precipitação média anual: (a) observações 1961-1990; (b) controlo HadRM2; (c) controlo HadRM3

Em relação à precipitação anual (Figura 2.58), que apresenta mais detalhe na variação espacial do que a temperatura, verifica-se que a simulação de controlo do HadRM2 tem resultados mais próximos da climatologia 1961-1990 do que os resultados obtidos na simulação do HadRM3. Na metade Sul de Portugal Continental o HadRM3 subestima claramente a precipitação anual, embora no sistema montanhoso Montejunto-Estrela este modelo seja mais próximo das observações do que o HadRM2 que, de forma geral, tende a sobrestimar a precipitação nas zonas montanhosas. No interior transmontano o HadRM3, e em menor escala o HadRM2, subestimam os valores da precipitação anual.

No caso da simulação de controlo do HadRM3, os erros sistemáticos apresentados impedem a sua utilização directa em estudos de impacto. Por essa razão, procedeuse à correcção do viés do campo da precipitação obtido com o HadRM3, utilizando observações mensais médias no período 1961-1990, interpoladas para a malha do HadRM3 (Figura 2.1), para o cálculo de factores multiplicativos de correcção. O campo corrigido da precipitação anual de controlo do HadRM3 é apresentado na Figura 2.59 e é bastante mais próximo da normal climática apresentada na Figura 2.58a do que a Figura 2.58c. A precipitação sazonal dada pelo HadRM3 no período de controlo foi igualmente corrigida, sendo apresentada na Figura 2.60.

O viés acentuado da precipitação do HadRM3 revelou-se um resultado inesperado, não constituindo uma melhoria em relação aos resultados obtidos anteriormente com o HadRM2 e analisados em Miranda *et al.* (2002). Apesar da precipitação anual em Portugal Continental ser relativamente bem representada pelo HadRM2, verifica-se que este modelo sobrestima largamente a precipitação em diversos

países da Europa (Murphy, 1999). Por sua vez, o HadRM3 tem-se revelado como um modelo com um viés seco em todo o Sul da Europa, enquanto no Norte do continente a representação da precipitação é mais próxima da observada (Hulme, 2002). Deve notar-se que a correcção aplicada aos resultados do HadRM3 não foi utilizada no cálculo de anomalias relativas (percentuais) da precipitação, apresentadas nas secções seguintes, mas é indispensável para a utilização destes dados em modelos sectoriais.

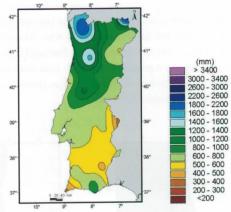


Figura 2.59 – Precipitação média anual no período de controlo do HadRM3 corrigida com observações 1961-1990

Gibelin e Déqué (2003) realizaram uma simulação de controlo com o modelo global ARPEGE-IFS com resolução aumentada na bacia do Mediterrâneo. Este modelo também subestima a precipitação acumulada de Inverno no Sul de Portugal Continental em mais de 90 mm, o que é comparável com os resultados do HadRM3 aqui apresentados. No entanto, a simulação de controlo do ARPEGE-IFS não

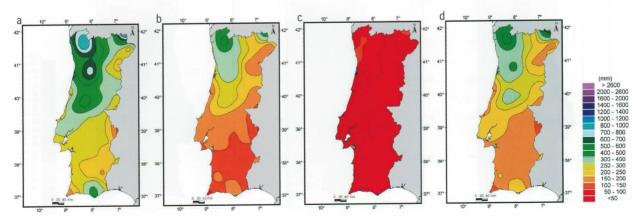


Figura 2.60 – Precipitação média sazonal no período de controlo do HadRM3 corrigida com observações 1961-1990: (a) DJF; (b) MAM; (c) JJA; (d) SON

apresenta um viés positivo na temperatura de Verão tão acentuado como o HadRM3 (Figura 2.62). Note-se que os resultados das simulações do HadRM3, apesar de terem desvios importantes nalgumas variáveis em relação às observações, foram considerados pelo Hadley Centre como aptos a serem usados, com o cuidado necessário (Moberg e Jones, 2003), em estudos de mudança climática.

2.4.3 Cenários de Temperatura

Os modelos globais projectam aumentos substanciais de temperatura e alterações significativas da precipitação, na região portuguesa, até ao fim do século XXI. Nesta secção são apresentados cenários regionais para Portugal Continental tendo por objectivo principal o estudo com mais detalhe espacial das características destas mudanças climáticas projectadas para os próximos 100 anos.

Na Figura 2.61 apresenta-se a temperatura mínima de Inverno nas simulações de controlo e cenários dos modelos HadRM2 (cenário IS92a) e HadRM3 (cenários A2 e B2), bem como a normal climática 1961-1990 observada. Ambas as simulações de controlo (Figura 2.61b,c) conseguem reproduzir satisfatoriamente o campo observado da temperatura mínima de Inverno (Figura 2.61a), com o HadRM3 (Figura 2.61c) a apresentar melhores resultados do que o HadRM2 (Figura 2.61b).

Curiosamente, no cenário IS92a (Figura 2.61d) os valores da temperatura mínima são superiores aos obtidos nos cenários A2 (Figura 2.61e) e B2 (Figura 2.61f). No cenário IS92a, a temperatura mínima em todo o território nacional varia entre os 6 °C (Nordeste Transmontano) e os 18 °C (Algarve). Por sua vez, no cenário A2, a temperatura varia entre os 4 °C e os 14 °C, enquanto no cenário B2 varia entre 2 °C e 12 °C.

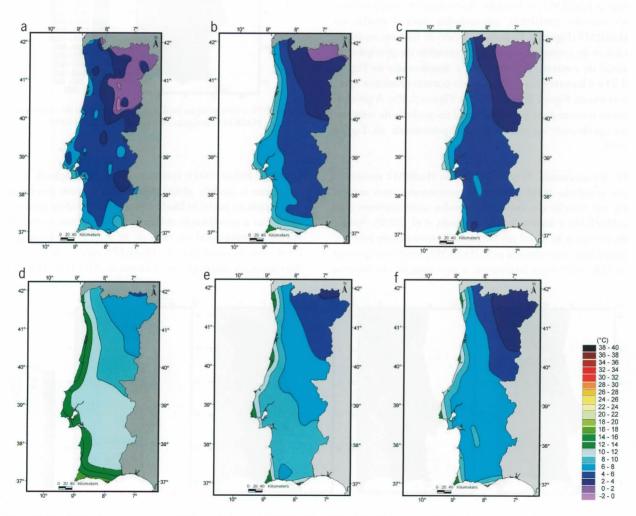


Figura 2.61 – Média da temperatura mínima no Inverno: (a) observações 1961-1990; (b) controlo HadRM2; (c) controlo HadRM3; (d) cenário IS92a HadRM2; (e) cenário A2 HadRM3; (f) cenário B2 HadRM3

Ambas as versões do modelo regional apresentam maiores erros para o campo da temperatura no Verão. A temperatura máxima para esta estação obtida nas simulações de controlo e nos cenários é apresentada na Figura 2.62. Enquanto o modelo HadRM2 (Figura 2.62b) tem um viés para as temperaturas mais frias que ultrapassa 4 °C no Norte do país, o modelo HadRM3 (Figura 2.62c) sobrestima a temperatura máxima nas regiões do Sul e do interior em quase 4 °C. No Sul do país o HadRM2 simula melhor a temperatura máxima de Verão. Foi igualmente verificado que na Primavera e no Outono tanto o HadRM2 como o HadRM3 representam satisfatoriamente o campo da temperatura observada (mapas não apresentados).

Nos cenários IS92a, A2 e B2 a temperatura máxima de Verão sofre um substancial aumento em relação às simulações de controlo, com valores superiores a 30 °C em todo o Continente excepto na faixa litoral. O forte gradiente de

temperatura entre o litoral e o interior (característico da época estival) intensifica-se nos cenários, principalmente no cenário A2, que prevê temperaturas máximas superiores a 38 °C numa vasta região do Alentejo interior e valores superiores a 34 °C no Minho e Trás-os-Montes.

É possível detectar mais claramente o impacto do aumento da concentração dos gases com efeito de estufa analisando as anomalias da temperatura mínima e máxima nos três cenários de emissões. Qualquer dos três cenários projecta um aumento da temperatura mínima e máxima em todas as estações do ano e em qualquer ponto de Portugal Continental. No entanto, é de realçar que os aumentos mais elevados ocorrem de forma consistente no Verão no interior Norte e Centro, e as menores anomalias surgem no Inverno e Primavera. A magnitude das anomalias projectadas pelo HadRM2 é claramente superior à obtida com o HadRM3, mesmo no cenário A2, que tem as maiores emissões dos três cenários

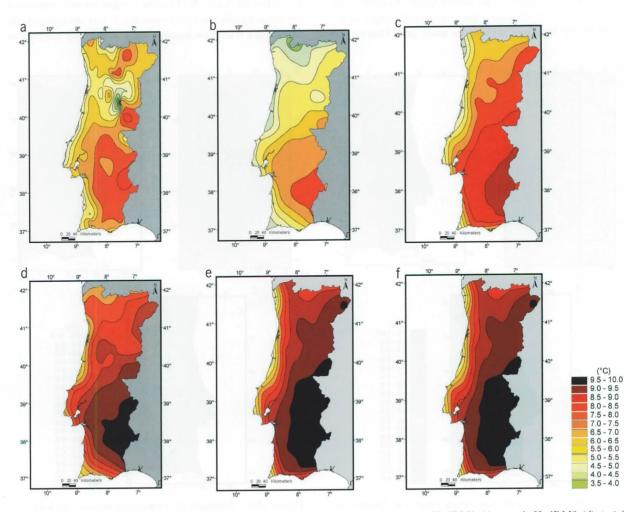


Figura 2.62 – Média da temperatura máxima no Verão: (a) observações 1961-1990; (b) controlo HadRM2; (c) controlo HadRM3; (d) cenário IS92a HadRM2; (e) cenário A2 HadRM3; (f) cenário B2 HadRM3

considerados. Nas Figuras 2.63 e 2.64 apresentam-se, respectivamente, as anomalias da temperatura mínima no Inverno e máxima no Verão.

No caso da temperatura mínima, o modelo HadRM2 projecta com o cenário IS92a aumentos da ordem de 5 °C no Inverno (Figura 2.63a) e 6-7 °C no Verão. Neste cenário, a estação com menor aumento da temperatura mínima é a Primavera (4,5-5 °C). A localização da anomalia máxima depende da estação considerada. Assim, no Inverno, Primavera e Outono, o máximo localiza-se no interior Sul de Portugal Continental, enquanto no Verão se desloca para o interior Norte e Centro.

A configuração do campo da anomalia da temperatura mínima dada pelo HadRM3 nos cenários A2 e B2 tem algumas diferenças em relação à configuração obtida com o HadRM2. No Outono a anomalia máxima situa-se no interior Norte e Centro, o que sugere que o ciclo anual dos dois modelos não é idêntico e que situações de tempo características do Verão se prolongam mais pelo Outono no

HadRM3 do que no HadRM2. Por outro lado, nos cenários A2 e B2 as menores anomalias são projectadas para o Inverno (Figura 2.63b,c, 3 °C no cenário A2 e 1,5 °C no cenário B2). No Verão o aumento projectado nestes cenários varia aproximadamente entre 2,5 e 5,5 °C no cenário A2 e entre 2 e 4,5 °C no cenário B2. Numa estreita faixa da costa ocidental o aumento da temperatura mínima no Verão no cenário A2 é menor do que nas outras estações do ano. Tem-se portanto uma intensificação significativa no Verão do gradiente da temperatura mínima entre o litoral e o interior nos cenários A2 e B2, como acontecia no cenário IS92a. Nas outras estações o gradiente de temperatura é também intensificado, embora bastante menos do que no Verão.

No cenário IS92a a temperatura máxima sofre um grande aumento no Verão (Figura 2.64a), atingindo 9 °C no interior Norte e Centro de Portugal, mas valores bastante menores nas zonas costeiras. No Outono o aquecimento continua a ser muito significativo (da ordem dos 7 °C) e diferenciado do litoral para o interior, localizando-se o máximo nas regiões

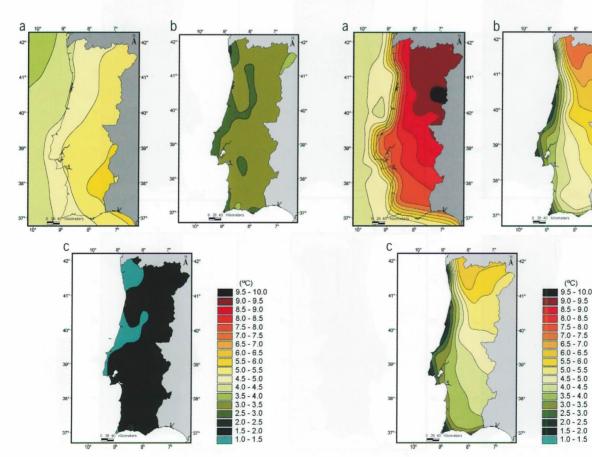


Figura 2.63 — Anomalia da temperatura mínima no Inverno: (a) HadRM2, cenário IS92a; (b) HadRM3, cenário A2; (c) HadRM3, cenário B2

Figura 2.64 — Anomalia da temperatura máxima no Verão: (a) HadRM2, cenário IS92a; (b) HadRM3, cenário A2; (c) HadRM3, cenário B2

interiores. O Inverno apresenta um aumento relativamente uniforme da temperatura máxima no território que ronda os $4\,^{\circ}\mathrm{C}$, embora seja maior na zona Sul.

Nos cenários A2 e B2 a anomalia da temperatura máxima de Verão (Figura 2.64b,c) atinge respectivamente 7 °C e 6 °C no Norte do país, valores mais elevados do que a anomalia da temperatura mínima. No Inverno a temperatura máxima sobe 2,5-3,5 °C no cenário A2 e 1,5-2,5 °C no cenário B2. Mais uma vez se verifica que com o HadRM3 no Outono o máximo da anomalia da temperatura máxima se localiza no Norte e Centro interior, encontrando-se a zona com maiores anomalias na Primavera deslocada para norte em relação ao HadRM2, o que reforça a ideia de que o HadRM3 projecta um alargamento temporal mais acentuado da estação mais quente e seca do que o HadRM2. Este facto pode estar relacionado com o viés quente e seco do modelo HadRM3.

Na tentativa de explicar a razão de as anomalias de temperatura obtidas com o HadRM2 (IS92a) serem superiores às do HadRM3, é oportuno relembrar que a simulação do HadRM2 aqui apresentada, ao contrário das corridas efectuadas com o HadRM3, não inclui o efeito dos aerossóis, que tendem a moderar o aquecimento global. Por outro lado, a diferença pode igualmente dever-se às distintas parametrizações aplicadas nos dois modelos.

A anomalia da amplitude térmica (não apresentada) para as simulações discutidas anteriormente foi igualmente analisada. Mais uma vez a simulação do HadRM2 projecta anomalias maiores do que as do HadRM3. No cenário IS92a o Inverno é a única estação em que a amplitude térmica decresce em Portugal Continental no fim do século XXI, diminuição essa que pode dever-se ao aumento da nebulosidade devida à passagem mais frequente de sistemas frontais. Com efeito, os aumentos de nebulosidade afectam mais a

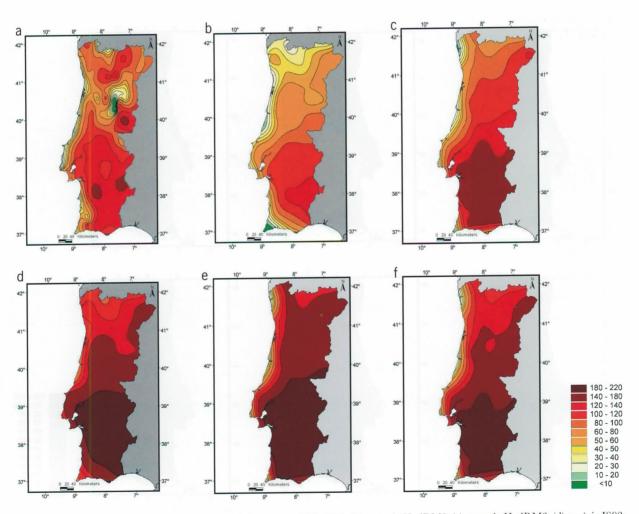


Figura 2.65 – Número de «dias de Verão» por ano: (a) observações 1961-1990; (b) controlo HadRM2; (c) controlo HadRM3; (d) cenário IS92a HadRM2; (e) cenário A2 HadRM3; (f) cenário B2 HadRM3

temperatura mínima do que a temperatura máxima. Nas restantes estações a amplitude térmica cresce devido ao maior aumento da temperatura máxima no cenário IS92a em relação à temperatura mínima. No entanto, este aumento da amplitude térmica entre a Primavera e o Outono não é espacialmente uniforme ao longo de todo o território nacional. Nas zonas costeiras a amplitude térmica varia menos do que no interior, devido ao efeito moderador do oceano. Verifica-se ainda que as anomalias mais elevadas se situam novamente na região interior Norte, que aparece como a mais afectada em termos de temperatura no cenário IS92a.

Ao contrário do que acontece no cenário IS92a, nos cenários A2 e B2 a anomalia da amplitude térmica de Inverno é predominantemente positiva, mas com valores baixos, sendo fracamente negativa no cenário A2 apenas no Norte e litoral do país. Tal comportamento pode indicar que não se verifica um aumento da cobertura nebulosa nos cenários do

HadRM3, com a passagem mais a norte dos sistemas frontais que afectam o estado do tempo no Inverno em Portugal Continental. No cenário A2 as anomalias mais significativas do ciclo anual ocorrem na Primavera no Centro e Sul. O Verão é a estação que tem maior variação da amplitude térmica no cenário B2, com as maiores anomalias localizadas no Norte. Verifica-se, ainda, que os mapas de anomalias no Verão são muito semelhantes nos cenários A2 e B2. No Outono, na faixa costeira, aparecem zonas onde a amplitude térmica decresce nos cenários A2 e B2.

O sinal do aquecimento global é igualmente detectável nas variações que diversos indicadores de temperatura sofrem nos cenários futuros obtidos com os modelos regionais. Na Figura 2.65 apresenta-se o número médio de «dias de Verão» por ano (com temperatura máxima superior a 25 °C) registado na normal observada 1961-1990 e obtido nas simulações de controlo e nos cenários. Os valores observados

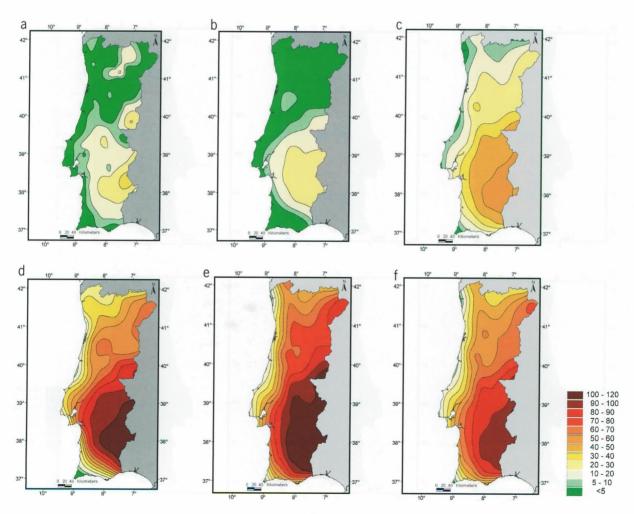


Figura 2.66 – Número de «dias muito quentes» por ano (temperatura superior a 35 °C): (a) observações 1961-1990; (b) controlo HadRM2; (c) controlo HadRM3; (d) cenário IS92a HadRM2; (e) cenário A2 HadRM3; (f) cenário B2 HadRM3

(Figura 2.65a) variam entre 100-140 dias de Verão por ano a sul do Tejo e menos de 10 dias na serra da Estrela. Tal como anteriormente para os campos da temperatura, a simulação de controlo do HadRM2 subestima os valores observados, enquanto o HadRM3 sobrestima claramente este indicador nas regiões interiores e do Sul. Nos cenários IS92a, A2 e B2 o número de dias de Verão aumenta substancialmente em todo o país, sendo superior a 140 dias em quase todo o território e superior a 180 (metade do ano) no Sul de Portugal Continental (Figura 2.65d-f).

Na normal climática 1961-1990 tinha-se já observado que os «dias muito quentes», definidos como tendo a temperatura máxima superior a 35 °C (Figura 2.66a), ocorriam essencialmente no Sul de Portugal, onde se registam entre 10 e 30 dias. A simulação de controlo do HadRM2 dá resultados muito bons (Figura 2.66b) para este indicador, ao contrário da simulação de controlo do HadRM3

(Figura 2.66c) que apresenta uma elevada sobrestimação deste parâmetro.

Para o fim do século XXI, os modelos HadRM2-3 projectam um aumento substancial da frequência de «dias muito quentes». Para o Sul de Portugal Continental os cenários IS92a e A2 são relativamente semelhantes, sendo o interior mais afectado com mais de 100 dias por ano com temperatura máxima acima dos 35 °C. No Norte e Centro do país, os cenários IS92a e B2 são os mais semelhantes, sendo o cenário A2 o que prevê maior frequência de dias muito quentes, com a isolinha dos 60 dias a cobrir praticamente todo o território. Qualquer dos cenários indica que possam vir a ocorrer mais de 40 dias muito quentes por ano em todo o território, excepto na faixa costeira, enquanto na normal de 1961-1990 apenas são observados em média 30 dias muito quentes por ano na zona da Amareleja. Este índice climático aparece como um dos que tem potencialmente mais impacto

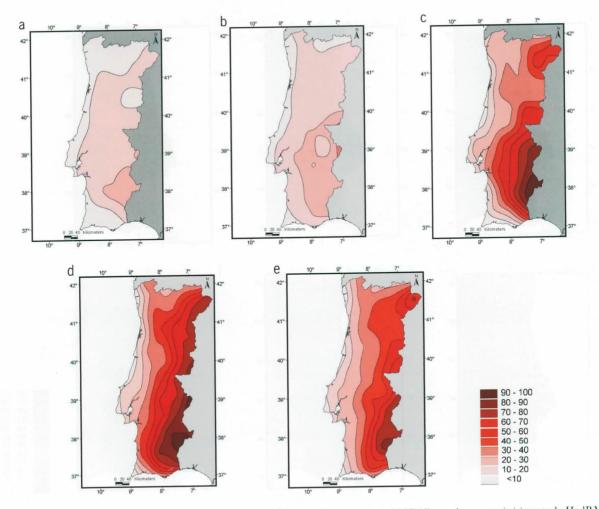


Figura 2.67 – Número máximo de dias consecutivos com temperatura máxima superior a 35 °C (dias muito quentes): (a) controlo HadRM2; (b) controlo HadRM3; (c) cenário IS92a HadRM2; (d) cenário A2 HadRM3; (e) cenário B2 HadRM3

na saúde humana, visto que temperaturas acima dos 35 °C podem prejudicar o estado de saúde das populações (Dessai, 2002). O aumento significativo deste indicador nos cenários futuros em Portugal Continental é portanto um dos mais importantes impactos climáticos na região.

A ocorrência de vários dias consecutivos com temperatura máxima acima dos 35 °C constitui uma onda de calor. Este fenómeno ocorre em Portugal Continental principalmente no Verão e está essencialmente ligado a situações sinópticas prolongadas em que se estabelece uma corrente atmosférica do quadrante Leste transportando ar quente e seco sobre o território, proveniente do Norte de África (Garcia-Herrera et al., 2004). Na Figura 2.67 representa-se o número máximo de dias muito quentes consecutivos nos períodos das simulações de controlo e nos períodos cobertos pelas simulações realizadas com os cenários habituais. Este parâmetro não é uma grandeza média, mas um extremo calculado nos perío-

dos considerados. Nas simulações de controlo são observados no máximo 20-30 dias muito quentes consecutivos no interior Sul, tendo a faixa litoral menos de 10 dias consecutivos. Note-se que o HadRM3 simula ondas de calor mais prolongadas do que o HadRM2, o que está em sintonia com a sobrestimação do número de dias muito quentes encontrada na Figura 2.66c.

Nos cenários futuros, obtidos com os modelos HadRM2-3, este índice climático apresenta um gradiente muito forte do interior para a zona litoral com os valores mais elevados a atingirem 70-90 dias consecutivos em toda a região interior do país no cenário A2 e apenas no interior Sul nos cenários IS92a e B2. Na zona litoral os valores mantêm-se abaixo dos 30 dias consecutivos.

O número de noites tropicais por ano, em que a temperatura mínima é superior a 20 °C, encontra-se representado

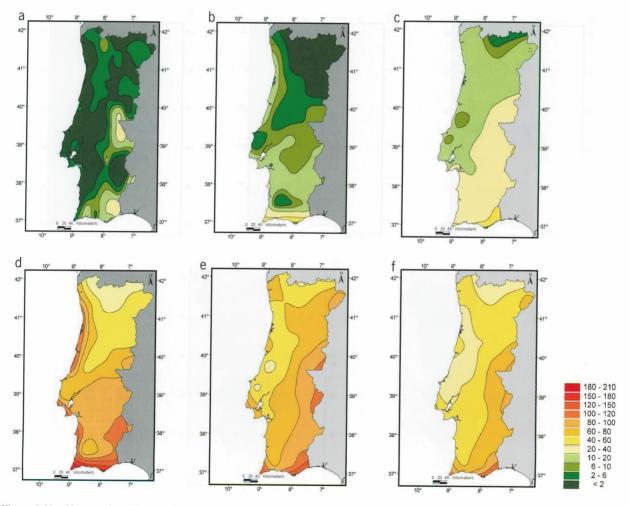


Figura 2.68 – Número de «noites tropicais» por ano: (a) observações 1961-1990; (b) controlo HadRM2; (c) controlo HadRM3; (d) cenário IS92a HadRM2; (e) cenário A2 HadRM3; (f) cenário B2 HadRM3

na Figura 2.68 para a normal 1961-1990, simulações de controlo e cenários. Na normal observada, o número de noites tropicais por ano varia entre menos de duas e cerca de 20, com uma parte significativa do território a apresentar menos de duas noites tropicais por ano. Os valores mais elevados observados situam-se no interior Centro e Sul e na costa algarvia. Tanto o HadRM2 como o HadRM3 não conseguem reproduzir as observações, falhando na distribuição espacial deste parâmetro e no caso do HadRM3 sobrestimando claramente os valores em todo o país. A simulação de controlo do HadRM2 coloca os valores mais elevados junto às zonas costeiras.

Tal como os outros índices de temperatura, o número de noites tropicais por ano aumenta substancialmente nos cenários futuros, passando a variar entre 20 e 180 no cenário IS92a e entre 40 e 120 no cenário A2. Embora este cenário de emissões tenha maior concentração de CO_2 do que os restantes

cenários, origina um menor número de noites tropicais do que o cenário IS92a no Centro e Sul do país, assim como na zona litoral. Estando as noites tropicais muitas vezes associadas a dias muito quentes, o aumento simultâneo destes dois índices contribui para o desconforto que é sentido durante a ocorrência de ondas de calor.

O número de dias de geada, com temperatura mínima inferior a 0 °C, é apresentado na Figura 2.69. Na normal observada 1961-1990 ocorreram em média entre 0 e 90 dias de geada por ano, registando-se os valores mais elevados nas zonas montanhosas do interior Norte e Centro. Este campo é relativamente bem simulado tanto pelo HadRM2 como pelo HadRM3, excepto nas zonas de maior altitude como a serra da Estrela.

Nos cenários futuros os dias de geada tendem a desaparecer na maior parte do território, principalmente nas zonas

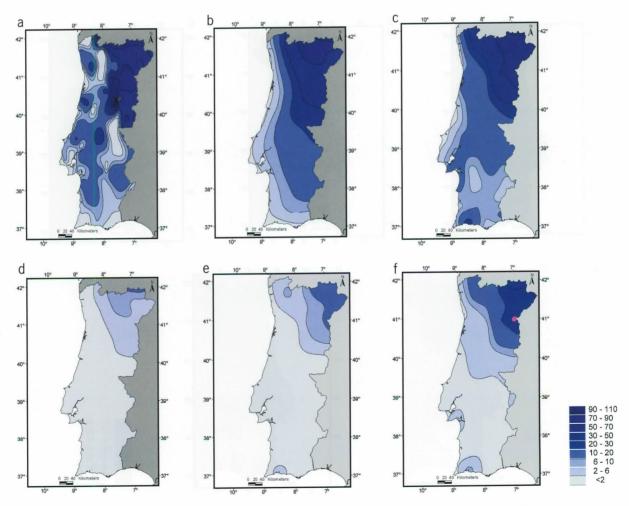


Figura 2.69 – Número de «dias de geada» por ano: (a) observações 1961-1990; (b) controlo HadRM2; (c) controlo HadRM3; (d) cenário IS92a HadRM2; (e) cenário A2 HadRM3; (f) cenário B2 HadRM3

litorais e do Sul. O cenário que, apesar desta diminuição, projecta maior número de dias de geada é o B2, com um máximo inferior a 30 dias na fronteira entre Trás-os-Montes e Espanha. Nos restantes cenários o máximo número de dias de geada é próximo dos 20, sendo o IS92a o cenário que prevê a maior diminuição deste indicador para o fim do século XXI.

Consequentemente, as ondas de frio, com dias de geada consecutivos, tendem a diminuir nos cenários futuros, tal como é representado na Figura 2.70 (número máximo de dias de geada consecutivos). Nas simulações de controlo quase todo o país tem no máximo entre 6 e 28 dias de geada consecutivos, tendo as regiões do litoral menos do que 6 dias. Nos cenários IS92a e A2 este índice de ondas de frio é reduzido para valores inferiores a 10 dias consecutivos, tendo o cenário B2 valores inferiores a 14.

2.4.4 Cenários de Precipitação

Na Figura 2.71a encontra-se representada a precipitação anual dada pelo HadRM3 no cenário A2. Este campo, e também a precipitação no cenário B2 (não apresentada), foram corrigidos, tal como a simulação de controlo do HadRM3 (Figuras 2.58c e 2.59), por forma a remover o viés seco encontrado na simulação de controlo. O factor de correcção mensal aplicado é o mesmo que no caso da simulação de controlo, pelo que se supõe que as relações estatísticas entre a precipitação e os outros parâmetros se mantêm constantes no tempo, embora não seja possível determinar se o factor de correcção deve ser ou não constante ao longo do ano. A precipitação anual corrigida no cenário A2 é apresentada na Figura 2.71b.

A precipitação anual não corrigida no cenário A2 varia entre valores menores do que 200 mm no Sul do país e valores

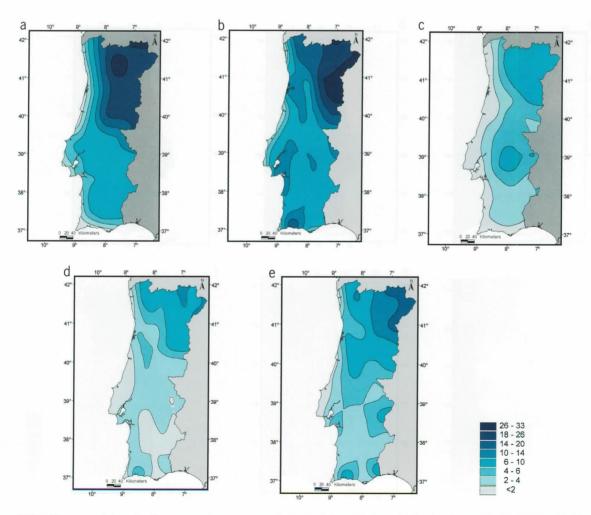


Figura 2.70 – Número máximo de dias consecutivos com temperatura mínima inferior a 0 °C (dias de geada): (a) controlo HadRM2; (b) controlo HadRM3; (c) cenário IS92a HadRM2; (d) cenário A2 HadRM3; (e) cenário B2 HadRM3

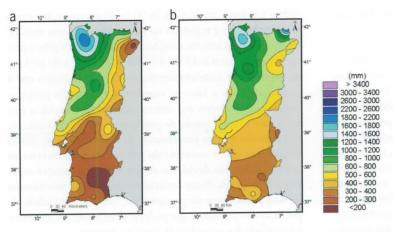


Figura 2.71 – Precipitação média anual no modelo HadRM3: (a) cenário A2; (b) A2 corrigido com observações 1961-1990

superiores a 1800 mm no Minho. Quando a correcção é aplicada aos resultados deste cenário a precipitação anual varia entre aproximadamente 300 mm e valores ligeiramente superiores a 1600 mm, enquanto no cenário B2 a variação é entre 300 mm e 1800 mm. Corrigiram-se igualmente as precipitações sazonais obtidas com o HadRM3 para os cenários A2 e B2 (mapas não apresentados).

É possível observar com maior clareza a variação da precipitação entre os períodos de controlo e os cenários futuros calculando as anomalias entre os dois períodos. Nas Figuras 2.72-2.74 são representadas as anomalias relativas da precipitação anual e sazonal, em

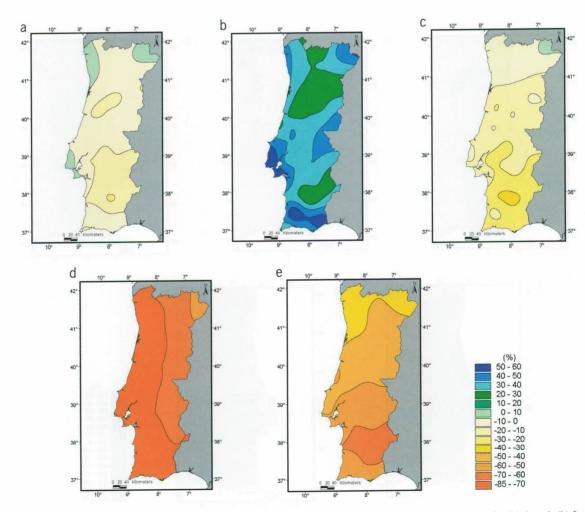


Figura 2.72 – Anomalia da precipitação no modelo HadRM2 (IS92a) em percentagem da simulação de controlo: (a) Anual; (b) Inverno; (c) Primavera; (d) Verão; (e) Outono

relação à precipitação de controlo, para cada um dos cenários IS92a, A2 e B2.

No cenário IS92a (Figura 2.72) a precipitação anual decresce em praticamente todo o país em relação ao período de controlo, excepto junto às zonas litorais do Minho, Douro, Lisboa e Setúbal e no interior transmontano, onde aumenta menos de 10 %. Os maiores decréscimos da precipitação anual localizam-se no Alentejo onde o modelo HadRM2 projecta reduções da ordem de 10-20 %. No entanto, no Inverno as anomalias são positivas em todo o território com valores entre 30 % e 60 %, com o litoral Centro e Sul a ser a região com maior aumento relativo de precipitação. Nas restantes estações do ano a precipitação no cenário futuro decresce, sendo as perdas mais importantes em termos absolutos na Primavera e Outono do que no Verão. Assim, na Primavera, mais uma vez, a região Sul é a que sofre maior perda de precipitação, com valores superiores a 20 %, enquanto no Outono

todo o território perde mais de 30 % da precipitação, sendo a anomalia maior registada no Baixo Alentejo, com mais de 60 % de decréscimo em relação ao controlo. No Verão a precipitação do cenário IS92a é 70-85 % inferior à do período de controlo. O aumento significativo de precipitação que é projectado para o Inverno compensa, em grande parte, as perdas que ocorrem nas outras estações por forma a que na média anual a perda de precipitação seja relativamente pequena em termos percentuais. Em Miranda et al. (2002) verificou-se que o aumento da precipitação de Inverno no cenário IS92a era devido ao aumento da precipitação superior a 10 mm/dia. Neste cenário aumentava não só o número de dias nesta classe de precipitação, como a quantidade de precipitação por dia, o que poderia fazer crescer o número e intensidade dos episódios de cheia no Inverno.

Nos cenários A2 e B2, obtidos com o HadRM3, a situação de Inverno relativamente a mudanças na precipitação é oposta

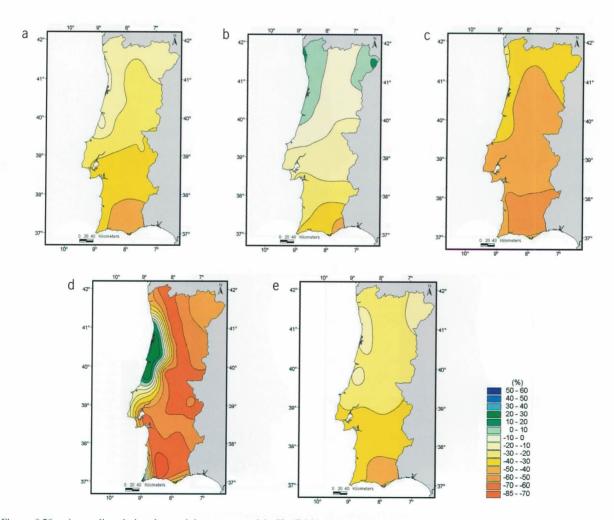


Figura 2.73 - Anomalia relativa da precipitação no modelo HadRM3 (A2): (a) Anual; (b) Inverno; (c) Primavera; (d) Verão; (e) Outono

à encontrada no cenário IS92a. Com efeito, no cenário A2 (Figura 2.73) a precipitação de Inverno no fim do século XXI é inferior à precipitação de controlo em praticamente todo o país, com decréscimos que variam entre 0 % na região Norte e Centro e cerca de 40 % no Algarve. Apenas no litoral Norte e Centro e no interior transmontano é projectado um ligeiro aumento da precipitação de Inverno que não ultrapassa 10 %. Também no cenário B2 (Figura 2.74) o Inverno perde precipitação em todo o território, sendo o decréscimo pequeno no Norte e Centro, e superior a 20 % no Sul.

Os cenários climáticos para Portugal Continental obtidos com o HadRM3 não vão, portanto, no sentido do aumento de episódios de precipitação extrema nos Invernos do fim do século xxi. Contudo, as anomalias de precipitação obtidas com o HadCM3, modelo global a que está acoplado o HadRM3, para os mesmos cenários de emissões (Figura 2.56), indicam um aumento da quantidade de precipita-

ção em Portugal Continental no Inverno, especialmente no cenário B2. Esta discrepância pode significar que o viés seco do HadRM3 em 2070-2100 é maior do que no período de controlo.

Na Primavera e Outono os cenários A2 e B2 apresentam perdas acentuadas da quantidade de precipitação, que são mais elevadas na Primavera (ao contrário do cenário IS92a) variando entre -30 e -60 % no cenário A2 e entre cerca de -10 e -35 % no cenário B2. No Outono a anomalia negativa da precipitação situa-se entre -20 % e pouco mais de -40 % no cenário A2, diminuindo para percentagens inferiores a -30 % no cenário B2. Nestas duas estações de transição as perdas mais acentuadas de precipitação ocorrem novamente no Sul do país. Embora seja para o Verão que o HadRM3 projecta as maiores perdas percentuais de precipitação (tal como se verificava no cenário IS92a), prevê-se em ambos os cenários A2 e B2, um aumento de precipitação de Verão

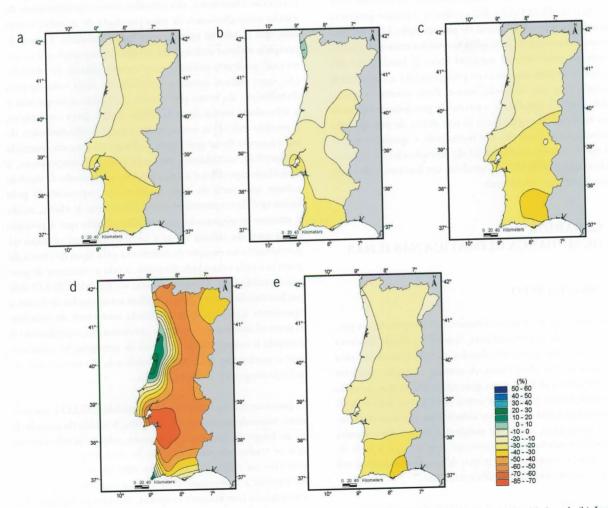


Figura 2.74 — Anomalia da precipitação no modelo HadRM3 (B2) em percentagem da simulação de controlo: (a) Anual; (b) Inverno; (c) Primavera; (d) Verão; (e) Outono

no litoral Centro, atingindo os +30 % no cenário A2. Em consonância com esta distribuição da anomalia de precipitação, na Figura 2.56 verifica-se a existência no Verão de uma região oceânica entre a costa Sudoeste de Portugal Continental e a Madeira com forte aumento de precipitação nas simulações do HadCM3.

No cômputo anual, os cenários climáticos obtidos com o HadRM3 indicam uma diminuição da precipitação no fim do século XXI que é mais significativa no cenário A2, sendo superior a 30 % no Sul do país, com o Algarve a perder mais de 40 % da precipitação, e variando entre 10 e 30 % no Norte e Centro. No cenário B2 a diminuição em percentagem da precipitação anual é mais uniforme, com as anomalias a variarem entre pouco menos de -10 % e -30 %, encontrando-se as maiores perdas no Sul de Portugal Continental.

A diferença substancial entre os cenários de precipitação obtidos com o HadRM2 (cenário IS92a) e os cenários obtidos com o HadRM3 (A2 e B2) evidencia a grande incerteza associada a projecções futuras de precipitação. Um dos problemas dos cenários de precipitação obtidos com o HadRM3 consiste na coincidência espacial entre a localização das maiores anomalias negativas de precipitação e a região onde o modelo tem um viés seco maior. Pode acontecer que o modelo esteja a amplificar a perda de precipitação de uma forma espúria, na região onde já tem défice de precipitação na simulação de controlo. Por outro lado, é igualmente possível que o aumento substancial de precipitação no Inverno obtido com o HadRM2 seja também um fenómeno de realimentação de um viés húmido.

2.5 CENÁRIOS DE MUDANÇA CLIMÁTICA NAS ILHAS

2.5.1 Modelo CIELO

A determinação de campos climáticos, de temperatura e precipitação, em ilhas montanhosas, como é o caso da Madeira e dos Açores, apresenta dificuldades, mesmo quando se trata de utilizar dados observados. A grande variação daquelas variáveis com a altitude, com as características das encostas e sua posição em relação ao vento dominante, não é facilmente reproduzível mesmo por sofisticados sistemas de informação geográfica, sendo os resultados muito dependentes das opções tomadas nesses sistemas. Acresce que a rede de observações é sempre muito pouco densa, especialmente em face da variabilidade topográfica das ilhas.

Azevedo (1996) e Azevedo *et al.* (1999) desenvolveram um modelo físico simples para efectuar a regionalização de obser-

vações em ilhas montanhosas. O modelo CIELO (Clima Insular à Escala LOcal) foi inicialmente desenvolvido num sistema de informação geográfica, calibrado e validado com dados observados na ilha Terceira, nos Açores. Esses dados incluíram observações disponíveis na rede climatológica e uma campanha de observações em pontos altos, efectuada especificamente para esse fim. No âmbito do presente trabalho, o modelo foi reescrito, tornado independente do sistema de informação geográfica e adaptado para sua utilização nas ilhas Terceira, S. Miguel e Madeira.

O CIELO é um modelo estacionário simples, que estima a transformação sofrida por uma massa de ar no seu percurso sobre uma montanha, calculando a variação da sua temperatura e humidade e a precipitação por ela produzida. Essencialmente, o modelo utiliza os valores da temperatura, da pressão, da precipitação e do vento, observados numa estação de referência, perto do nível do mar. Esses valores, após correcção altimétrica, são tomados como representativos do estado termodinâmico de uma partícula de ar sobre o oceano, que se admite encontrar-se quase saturada. O modelo pretende estimar unicamente médias climatológicas à escala mensal, podendo utilizar, quer valores diários de observação, quer valores mensais, necessitando neste caso de uma distribuição do vento por rumos, incluindo a frequência e a velocidade média de cada rumo. Assim, para cada rumo, o modelo calcula a evolução do estado termodinâmico de uma parcela de ar que segue ao longo da encosta, paralela à superfície, calculando, em cada ponto, a temperatura, a humidade específica e a água líquida condensada. O modelo admite que parte da água condensada (representada pelo factor α) é directamente convertida em água de chuva, sendo a restante transportada na parcela, e ainda que a precipitação total da coluna de ar é proporcional ao produto da precipitação na estação de referência pela água de chuva da parcela e pela velocidade do vento, sendo a constante de proporcionalidade β. Existem, assim, no modelo CIELO dois parâmetros livres (α e β) que podem ser ajustados de forma a aproximar a precipitação observada numa rede de estações. É possível mostrar que, em boa aproximação, o parâmetro lphacontrola a assimetria do processo de precipitação enquanto que o parâmetro β controla a eficiência do mecanismo de reforço orográfico da precipitação.

O processo físico representado no modelo CIELO é um processo termodinâmico bem conhecido. A subida da parcela de ar ao longo da encosta a barlavento origina arrefecimento, que se traduz em condensação. Se ocorrer precipitação, o processo na encosta a sotavento não vai ser simétrico do da encosta a barlavento, pois a água condensada já não se encontra na parcela para evaporar, visto ter precipitado. Em consequência, a precipitação vai ser assimétrica, afectando mais a encosta a barlavento. Do mesmo modo a tempera-

tura vai ser igualmente assimétrica, com valores mais baixos a barlavento e mais altos a sotavento. Quando o vento sopra dominantemente numa dada direcção, a assimetria vai aparecer muito claramente no clima da ilha, como é o caso muito evidente da ilha da Madeira.

O modelo CIELO é, pois, extremamente simples, mas fisicamente bem condicionado. Por um lado, ele não considera as múltiplas complicações da circulação atmosférica em torno de uma montanha, admitindo a situação irrealista de que o ar se desloca mantendo o seu rumo e uma distância constante à superfície. Por outro lado, o modelo não pretende descrever a complexidade termodinâmica de uma nuvem orográfica, possivelmente dependente da estabilidade atmosférica de larga escala e da distribuição vertical de diversas variáveis, admitindo que a disponibilidade de água dessa coluna pode ser calculada a partir de valores pontuais de precipitação na estação de referência e da temperatura e humidade na parcela transportada. Apesar disso, os resultados que se apresentam de seguida mostram que é possível obter campos de precipitação com boa correlação com as observações. O modelo pode incluir elementos adicionais que tenham em conta alguns aspectos não considerados anteriormente. Pode, por exemplo, admitir-se que a precipitação produzida numa dada coluna demora algum tempo a atingir a superfície, sendo transportada horizontalmente durante a descida. Por outro lado, o movimento de uma parcela de ar junto da superfície não é exactamente representativo do movimento que ocorre ao nível das nuvens orográficas, sendo de esperar que a esse nível o escoamento seja afectado pela topografia da área envolvente e não só do ponto de grelha subjacente. Por esta razão, utilizar-se-á nas simulações uma versão suavizada da orografia.

No restante desta secção, vai-se proceder a um exercício de validação do modelo nas três ilhas em estudo, usando observações registadas em vários postos udométricos, bem como em estações do Instituto de Meteorologia. Posteriormente, utilizar-se-á o modelo CIELO, usando como valores de entrada séries de dados mensais do HadCM3, extraídas para o ponto de grelha mais próximo das ilhas Terceira, S. Miguel e Madeira. Tomou-se para período de controlo a série de dados do cenário B2 relativa a 1961-1990, com o objectivo de comparar as observações regionalizadas com os campos correspondentes produzidos a partir de valores do modelo HadCM3. Finalmente, repetir-se-á o processo de regionalização com os cenários A2 e B2 em 2070-2099.

2.5.1.1 Validação do Modelo CIELO na Ilha Terceira

Para avaliar o desempenho do modelo CIELO, compararam-se os resultados do modelo obtidos com dados de entrada constituídos por observações nas estações de Angra do Heroísmo e do Aeroporto das Lajes, no período 1980-1994, com os valores observados nas estações existentes na ilha para as quais está assinalado o nome na Figura 2.28. Este estudo apenas pôde ser feito para a precipitação, visto que só para esta variável se dispunha de uma razoável rede de observações. Assim, foram realizadas simulacões utilizando dados mensais e diários em cada uma das estações de referência, com uma orografia de alta resolução (100×100 m) e com uma orografia suavizada, também a 100×100 m mas filtrada com uma média móvel de 15×15 pontos. O desempenho de cada simulação foi verificado no que se refere à distribuição dos coeficientes de correlação e dos declives das rectas de regressão (apresentados na Tabela 2.3 apenas para a simulação efectuada com a orografia suavizada e dados mensais em Angra) e à comparação com a climatologia do IM (Figura 2.30). Verificou-se que os resultados médios, nas estações, são pouco sensíveis a estas alterações de parâmetros, apesar de se notarem alterações pontuais dos valores, especialmente nos pontos altos. Em resultado da comparação exaustiva realizada, optou-se por

Tabela 2.3 – Validação do modelo CIELO na ilha Terceira

Modelo Cielo (orografia suavizada 15 pontos)		Mensal Angra	
Altitudes (m)	Parâmetros Estações	В	r
160	Agualva	0,71	0,85
130	Altares	0,81	0,73
400	Cabrito	0,81	0,90
520	Carvão	0,83	0,82
370	Cinco Picos	0,96	0,89
335	Fajãs	0,81	0,88
550	Pico da Bagacina	0,83	0,89
200	Santa Bárbara	1,34	0,87
110	São Bartolomeu	1,00	0,96
85	Serreta	0,90	0,81
150	São Sebastião	1,02	0,91
53	Aeroporto	0,90	0,90
74	Angra do Heroísmo	1,00	1,00
Valores médios		0,92	0,88
D = 1 -1: de negrossão linear		$P_{Mod} = B \times P_{Obs}$	

 $\mathbf{B} = \text{declive da regressão linear}$ $\mathbf{P}_{\text{Mod}} = \mathbf{B} \times \mathbf{P}_{\text{Obs}}$

 $\mathbf{r} = \text{correlação entre os dados}$

escolher a orografia suavizada e a meteorologia mensal em Angra para efeitos de análise neste trabalho. Deve salientarse que quando se passa ao cálculo de anomalias em cenários futuros não existe diferença significativa entre as várias opções no modelo CIELO.

Na Tabela 2.3 apresentam-se as estações utilizadas, a sua altitude, e os parâmetros determinados com base na análise acima descrita. É possível verificar que quer os valores do declive da recta de regressão, quer os valores da correlação, se aproximam bastante de 1, demonstrando o bom desempenho do modelo CIELO para a aplicação considerada. Estes resultados foram obtidos com os parâmetros α e β calculados por Azevedo (1996).

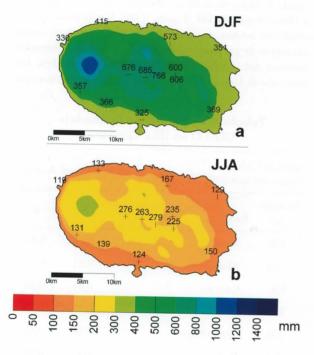


Figura 2.75 — Precipitação sazonal acumulada simulada pelo modelo CIELO com base em dados mensais (1980-1994) observados em Angra do Heroísmo: (a) Período de Inverno, DJF; (b) Período de Verão, JJA

Os mapas da precipitação acumulada nos períodos de Inverno (DJF) e de Verão (JJA) são apresentados na Figura 2.75, juntamente com os valores médios de precipitação acumulada observados em cada posto, nos períodos correspondentes. Os resultados indicam uma concordância satisfatória, como seria de esperar em face dos valores estatísticos já apresentados. Os resultados obtidos permitem concluir que o modelo CIELO reproduz as principais características da distribuição da precipitação média sazonal, em estações com diferente altitude e localização.

2.5.1.2 Teste do Modelo CIELO na Ilha de São Miguel

Na construção de cenários climáticos para a ilha de S. Miguel recorreu-se aos parâmetros α e β utilizados na ilha Terceira, visto tratar-se de ilhas com clima muito semelhante. O conjunto de dados observacionais que serviram de base à validação do modelo, e que foram obtidos nas estações e postos para os quais se assinalou o nome na Figura 2.18, abrangeram o período 1973-1994. Nesta validação, utilizaram-se os dados mensais da estação da Nordela como dados de entrada.

Uma análise estatística dos resultados obtidos para S. Miguel traduz-se num desempenho comparável ao obtido na Terceira, apesar de não se terem ajustado os parâmetros do modelo especificamente para esta ilha. A correlação média obtida entre valores mensais observados e simulados foi de 83 % e a média dos declives da recta de regressão é igual a 1,0. Na Figura 2.76 apresentam-se os mapas da precipitação acumulada em DJF e JJA obtidos com o modelo CIELO. As semelhanças entre estes mapas e os da climatologia 1961-1990 (Figura 2.20b,c) são notórios, pelo que se considerou o CIELO como validado para S. Miguel.

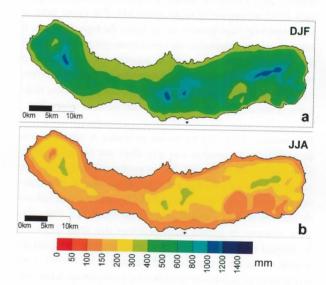


Figura 2.76 – Precipitação sazonal acumulada em S. Miguel, obtida na simulação com dados mensais (1973-1994) observados na Nordela: (a) Período de Inverno, DJF, (b) Período de Verão, JJA

2.5.1.3 Calibração do Modelo CIELO na Ilha da Madeira

Na ilha da Madeira os dados observacionais utilizados para calibrar e validar o modelo CIELO correspondem ao período 1980-1994 e foram obtidos nas estações para as quais está indicado o nome na Figura 2.35. Como dados de entrada no modelo utilizaram-se dados mensais da estação de Porto Santo.

No caso da ilha da Madeira, foi necessário proceder ao ajuste dos parâmetros α e β devido à necessidade de produzir padrões de precipitação com uma importante assimetria Norte-Sul, aparentemente bem suportada pelas observações (Figura 2.37). Para tal foi desenvolvida uma metodologia que permitiu calcular os valores de α e β que minimizavam os desvios quadráticos entre a precipitação mensal observada e simulada nas estações. Com este procedimento, a correlação média entre a precipitação observada e modelada pelo CIELO é de 77 % e a média dos declives 0.88. Ressalve-se no entanto que, no caso da precipitação da Madeira, os declives das rectas de regressão apresentam uma variabilidade espacial superior à encontrada em S. Miguel e na Terceira. Como na Madeira estavam disponíveis dados mensais de temperatura máxima e mínima nas diversas estações, foi possível verificar que para estas variáveis o CIELO dá correlações muito elevadas (próximas de 90 %) e declives praticamente iguais a 1.0.

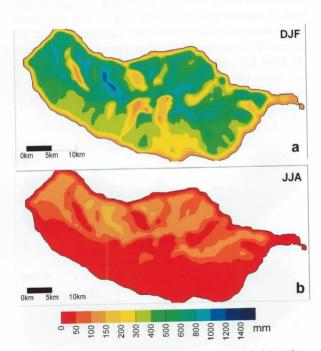


Figura 2.77 — Precipitação sazonal acumulada na Madeira, simulada com base em dados mensais (1980-1994) observados no Porto Santo: (a) Período de Inverno, DJF; (b) Período de Verão, JJA

Na Figura 2.77 apresentam-se os mapas da precipitação sazonal na Madeira (DJF e JJA) obtidos com o modelo CIELO. É bem visível em ambos os mapas uma assimetria Norte-Sul no campo da precipitação. Esta assimetria é mais acentu-

ada do que a encontrada nos mapas da climatologia (Figura 2.37b, c) verificando-se igualmente valores de precipitação muito baixos nos vales do interior da ilha. No entanto, deve notar-se que a climatologia poderá não fazer justiça à distribuição da precipitação, devido à falta de pontos de observação. Por outro lado, o ajuste de parâmetros do modelo CIELO foi limitado aos poucos pontos de observação disponíveis, localizados na zona costeira e em alguns pontos altos, sem informação sobre as encostas e os vales.

2.6 CENÁRIOS CLIMÁTICOS NOS AÇORES

2.6.1 Comparação entre as Normais Climáticas e os Cenários de Controlo

Terceira

Os mapas da precipitação média anual obtidos com as observações como dados de entrada, e os mapas produzidos com a simulação de controlo do HadCM3 (Figura 2.78), permitem uma comparação qualitativa entre os dois conjuntos de resultados, que pode ser utilizada para aferir a validade da metodologia de regionalização aqui desenvolvida. De facto, utilizando como entrada os dados de controlo do HadCM3, obtém-se um gradiente no campo da precipitação anual (Figura 2.78b), entre a base e o topo da ilha, mais acentuado que na simulação efectuada com os dados das observações

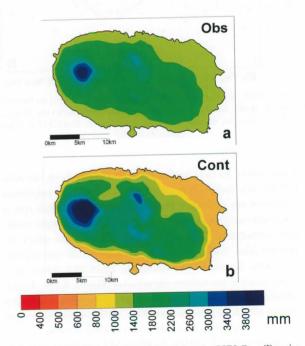


Figura 2.78 – Precipitação anual simulada pelo CIELO na Terceira a partir de: (a) dados observacionais mensais em Angra (1980-1994); (b) dados mensais de controlo do HadCM3 (1961-1990)

(Figura 2.78a). Note-se ainda que a distribuição da precipitação da Figura 2.78a é mais próxima da precipitação anual da normal 1961-1990 (tal como é interpolada pelo sistema de informação geográfica na Figura 2.30a) que a distribuição representada na Figura 2.78b.

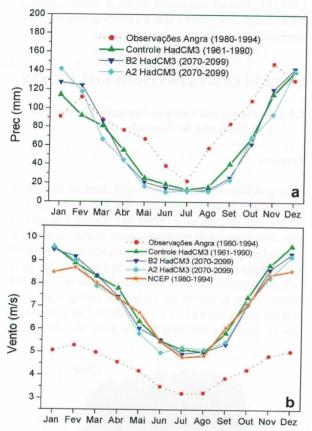


Figura 2.79 – Ciclo anual médio (a) da precipitação e (b) da intensidade do vento, na ilha Terceira dado pelas observações em Angra, pelas simulações de controlo e de cenários do HadCM3 e pelos dados do NCEP

Uma análise do ciclo médio anual das variáveis de entrada, relativo aos dados observacionais da estação de referência e relativo aos dados do HadCM3, permite concluir que a diferença entre as duas distribuições de precipitação anual representadas na Figura 2.78 tem origem num défice de precipitação, conjugado com um excesso de intensidade do vento, detectado nos dados do HadCM3 (1961-1990) relativamente aos valores observados (Figura 2.79). Assim, admitiu-se que os dados do HadCM3 para o período futuro seriam afectados pelo mesmo efeito, sendo necessário ter em conta esse fenómeno na análise dos cenários obtidos. Na realidade, o ponto de grelha do HadCM3 escolhido para forçar o CIELO localiza-se sobre o oceano, onde o efeito do atrito é menor do que sobre terra, o que explica os maiores

valores da intensidade do vento no HadCM3. Nos processos de precipitação orográfica modelados pelo CIELO, a subestimação da precipitação no HadCM3 é compensada pelos valores mais elevados do vento, o que origina uma distribuição da precipitação anual (Figura 2.78b) apesar de tudo aceitável em comparação com a normal climática (Figura 2.30a). Quando se calculam as anomalias entre os cenários obtidos com o CIELO para o período (2070-2099) e de controlo, o viés entre o forçamento da precipitação e do vento deverá ser mais reduzido.

No gráfico do vento médio mensal da Figura 2.79b estão igualmente representados os dados de reanálise do NCEP, construídos numa malha horizontal de 2,5°Lon × 2,5°Lat, para o ponto mais próximo da ilha Terceira. O vento dado pelo NCEP está bastante mais próximo do calculado pelo modelo HadCM3 do que o vento observado, o que é consistente com a interpretação anteriormente avançada.

São Miguel

Tal como para a Terceira, elaboraram-se os mapas da precipitação acumulada anual em S. Miguel, utilizando como dados de entrada observações e dados mensais do HadCM3 no período de controlo 1961-1990 (Figura 2.80). Os dados do HadCM3 utilizados para S. Miguel são os mesmos que foram utilizados para a Terceira, visto que ambas as ilhas estão muito próximas do mesmo ponto de grelha do HadCM3.

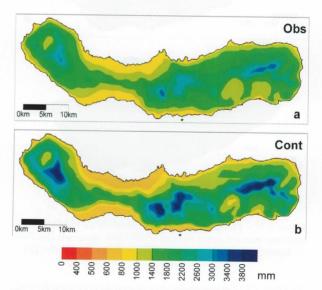


Figura 2.80 – Precipitação anual simulada pelo CIELO em S. Miguel a partir de: (a) dados observacionais mensais na Nordela (1973-1994); (b) dados mensais de controlo do HadCM3 (1961-1990)

Mais uma vez se verifica que o modelo CIELO produz com os dados do HadCM3 um gradiente de precipitação, entre a base e os pontos mais altos da ilha, mais acentuado do que com os dados das observações. A simulação com os dados de controlo do HadCM3 produz uma maior quantidade de precipitação nos pontos mais elevados da ilha do que a observada na normal climática 1961-1990 (Figura 2.20a), o que não se verifica na simulação efectuada com as observações. Junto da costa, ambas as simulações do CIELO apresentadas na Figura 2.80 produzem valores de precipitação inferiores à normal climática, com a simulação efectuada com o controlo do HadCM3 a ser a que apresenta os valores mais baixos. O forte gradiente de precipitação entre a base e os pontos mais elevados deve-se novamente a um défice de precipitação, conjugado com um excesso de intensidade do vento, detectado nos dados do HadCM3 (1961-1990) relativamente aos valores observados.

2.6.2 Regionalização dos Cenários SRES

Nesta secção analisam-se as anomalias de precipitação e temperatura na Terceira e S. Miguel entre as simulações do

CIELO para o período 2070-2099 corridas com os cenários SRES A2 e B2 e as simulações de controlo. As anomalias de precipitação são apresentadas em percentagem da precipitação de controlo.

Terceira

Na Figura 2.81 pode observar-se a anomalia da precipitação simulada no Inverno e no Verão, para cada um dos cenários, enquanto na Figura 2.82 se encontram os mapas da anomalia da precipitação anual. No Inverno ambos os cenários projectam um aumento de precipitação que é maior no caso do cenário A2 (entre 15 % e 27 %). Por sua vez, o cenário B2 prevê um aumento da ordem de 10 % a 22 %. A precipitação de Verão sofre um decréscimo substancial no cenário A2 (aproximadamente 20 % a 42 %), e uma diminuição mais moderada no cenário B2 (de cerca de 15 % a 27 %). A diminuição da precipitação de Verão é mais acentuada na parte Sul da ilha. Durante a Primavera e o Outono, no período 2070-2099, ambos os cenários para a Terceira apresentam um decréscimo de precipitação, que, combinado com o aumento de Inverno, resulta numa variação anual inferior a 10 % (Figura 2.82). No cenário A2, que tem as maiores

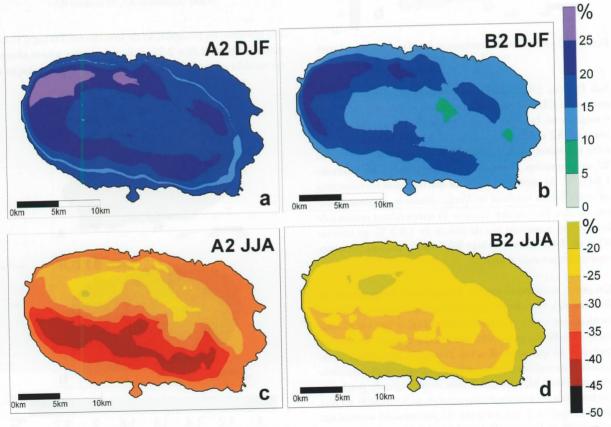


Figura 2.81 — Anomalia da precipitação sazonal na Terceira (SRES — Controlo): (a) Inverno (cenário A2); (b) Inverno (cenário B2); (c) Verão (A2); (d) Verão (B2)

emissões de ${\rm CO}_2$, a maior parte das anomalias de precipitação anual na Terceira são negativas, enquanto no cenário B2 as anomalias são em geral positivas.

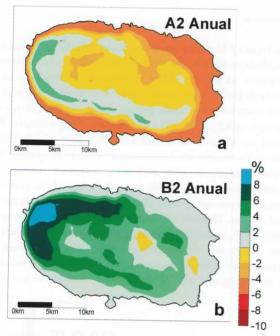


Figura 2.82 – Anomalia da precipitação anual na Terceira: (a) cenário A2; (b) cenário B2

Nas Figuras 2.83 e 2.84 encontram-se as anomalias obtidas com o CIELO para as temperaturas máxima no Verão e mínima no Inverno, respectivamente, para cada um dos cenários A2 e B2. No cenário A2 a temperatura máxima sofre um aumento de 1,7 °C a 2,3 °C, enquanto no cenário B2 as anomalias positivas projectadas estão no intervalo 1,2-1,5 °C. As regiões da Terceira que têm maiores aumentos da temperatura máxima no Verão situam-se na zona Sudoeste da ilha. Por sua vez, no caso da temperatura mínima de Inverno, os aumentos são da ordem de 1,8-2 °C no cenário A2 e de 1-1,2 °C no cenário B2, sendo aproximadamente constantes por toda a ilha.

Em geral, verificou-se que as alterações de temperatura na ilha Terceira não são tão significativas quanto as que tipicamente se associam às massas continentais, o que em grande parte é explicado pelo efeito moderador do mar. Porém, ao contrário do que se verifica em Portugal Continental, onde a técnica de regionalização utilizada neste trabalho (modelo regional HadRM3) conduz a uma diminuição de precipitação em todas as estações do ano no período 2070-2099, na ilha Terceira regista-se um aumento da precipitação acumulada no período de Inverno (Figura 2.81a, b). Note-se no entanto que o modelo HadCM3, que força o CIELO, também prevê

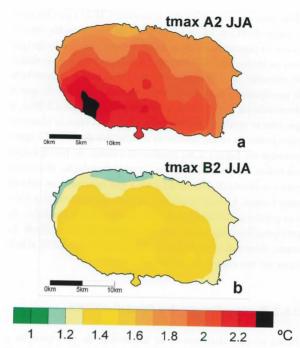


Figura 2.83 – Anomalia da temperatura máxima no Verão (Terceira): (a) cenário A2; (b) cenário B2

um aumento da precipitação de Inverno em Portugal Continental (Figuras 2.52 e 2.53), que, no entanto, não se observa no modelo regional HadRM3. O ganho de precipitação no

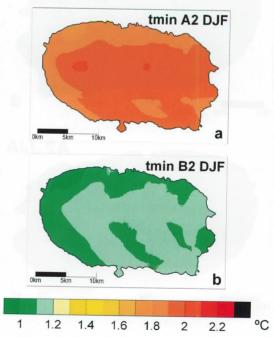


Figura 2.84 – Anomalia da temperatura mínima no Inverno (Terceira): (a) cenário A2; (b) cenário B2

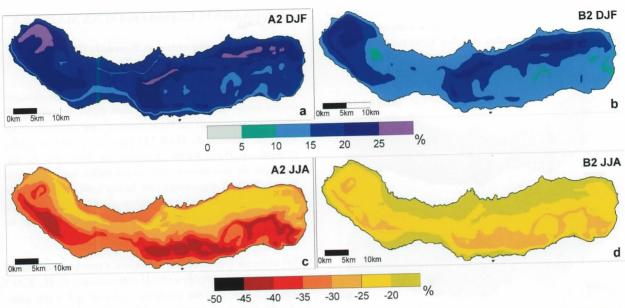


Figura 2.85 – Anomalia da precipitação sazonal em S. Miguel (SRES – Controlo): (a) Inverno (cenário A2); (b) Inverno (cenário B2); (c) Verão (A2); (d) Verão (B2)

Inverno na Terceira, combinado com a perda de precipitação nas outras estações do ano pode agravar a susceptibilidade da ilha a fenómenos extremos associados à precipitação. Nomeadamente, podem tornar-se mais frequentes fenómenos de deslizamento de terras no Inverno e o ciclo de desenvolvimento da vegetação pode ser alterado devido à perda de precipitação na Primavera. Em resumo, pode dizer-se que, o clima futuro da Terceira, tal como é modelado pelo CIELO, usado como uma técnica de regionalização dos cenários obtidos com o HadCM3, pode ser mais quente em cerca de 1-2 °C do que o clima presente e ter uma estação chuvosa mais curta, concentrada no Inverno.

São Miguel

Os cenários obtidos para a ilha de S. Miguel com o CIELO são muito semelhantes aos obtidos para a Terceira. As anomalias da precipitação sazonal e anual são apresentadas nas Figuras 2.85 e 2.86, respectivamente, novamente para os dois cenários A2 e B2. O Inverno torna-se mais chuvoso nos cenários elaborados para 2070-2099 do que no presente, com aumentos de precipitação entre 15 % e 27 % no cenário A2 e entre 10 % e 22 % no cenário B2. O Verão é consideravelmente mais seco no período futuro em cerca de 20 %-42 % no cenário A2, e entre 15 %-27 % no cenário B2. Primavera e Outono sofrem em média uma perda de precipitação. Assim, tal como acontece na Terceira, a precipitação anual em S. Miguel, no período futuro, mantém-se praticamente igual à do período de controlo, com anomalias na gama dos

±10 %. No cenário A2 a precipitação anual diminui ligeiramente na maior parte da ilha, aumentando ligeiramente no cenário B2.

Nas Figuras 2.87 e 2.88 encontram-se as anomalias obtidas para as temperaturas máxima de Verão e mínima de Inverno, respectivamente, com os cenários A2 e B2. Estas anomalias têm praticamente a mesma gama de variação que a encontrada na Terceira. Na temperatura máxima de Verão, o aumento é de 1,6-2,3 °C no cenário A2 e de 1,2-1,5 °C no

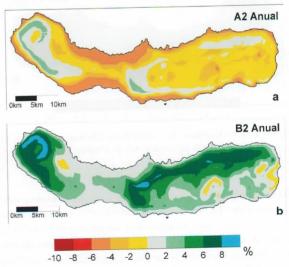


Figura 2.86 – Anomalia da precipitação anual em S. Miguel: (a) cenário A2; (b) cenário B2

cenário B2, ocorrendo os maiores aumentos junto à costa Sul da ilha. No Inverno são projectados aumentos da temperatura mínima da ordem de 1,8-2 °C no cenário A2 e de 1-1,2 °C no cenário B2.

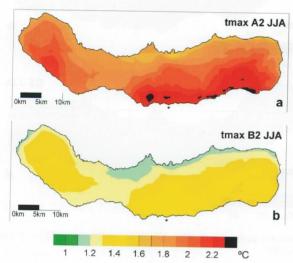


Figura 2.87 — Anomalia da temperatura máxima no Verão (S. Miguel): (a) cenário A2; (b) cenário B2

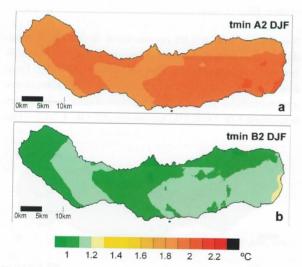


Figura 2.88 – Anomalia da temperatura mínima no Inverno (S. Miguel): (a) cenário A2; (b) cenário B2

O clima de S. Miguel tende portanto a tornar-se mais quente em cerca de 1-2 °C no fim do século XXI em relação ao presente e a ter uma estação chuvosa mais concentrada no Inverno, com quantidades de precipitação maiores do que actualmente. Portanto, as mesmas vulnerabilidades ao clima futuro que foram encontradas para a Terceira são aplicáveis a S. Miguel.

2.7 CENÁRIOS CLIMÁTICOS NA MADEIRA

2.7.1 Comparação entre as Normais Climáticas e os Cenários de Controlo

Na Figura 2.89 apresentam-se os mapas da precipitação média anual dada pelo CIELO com dados de entrada de observações mensais no Porto Santo e com dados da simulação de controlo do HadCM3 para um ponto de grelha próximo de Porto Santo. A assimetria Norte-Sul da distribuição da precipitação é a característica mais visível na Figura 2.89. Comparando esta figura com a climatologia 1961-1990 (Figura 2.37a), conclui-se que o CIELO reproduz razoavelmente bem a distribuição de precipitação anual na Madeira.

Tal como na Terceira e em S. Miguel, a precipitação entre a base e o topo da Madeira obtida com os dados do HadCM3 (Figura 2.89b) tem um gradiente maior do que a precipitação obtida com as observações (Figura 2.89a). Esta diferença deve-se, tal como nos casos anteriores, a um défice de precipitação, conjugado com um excesso de intensidade do vento, detectado nos dados do HadCM3 relativamente aos valores observados (Figura 2.90). Ao contrário do que acontecia nos Açores, a intensidade do vento do NCEP (1980-1994), extraída para um ponto próximo do Porto Santo, está mais próxima das observações do que dos valores do controlo do HadCM3 no período de Verão. No entanto, o vento do

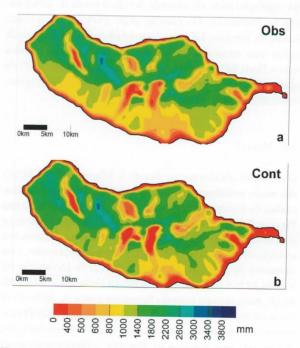


Figura 2.89 – Precipitação anual simulada pelo CIELO na Madeira a partir de: (a) dados observacionais mensais no Porto Santo (1980-1994); (b) dados mensais de controlo do HadCM3 (1961-1990)

NCEP volta a ser comparável ao vento do HadCM3 nos meses de Inverno.

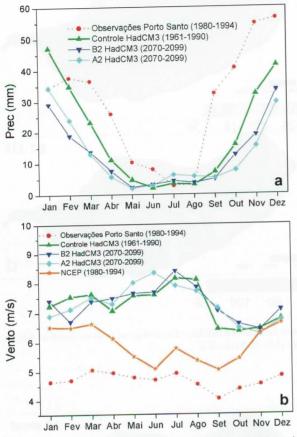


Figura 2.90 — Ciclo anual médio (a) da precipitação e (b) da intensidade do vento na Madeira, dado pelas observações em Porto Santo, pelas simulações de controlo e de cenários do HadCM3 e pelos dados do NCEP

2.7.2 Regionalização dos Cenários SRES

Os cenários climáticos para a Madeira apresentados nesta secção foram, tal como no caso da Terceira e S. Miguel, produzidos para o período futuro 2070-2099 utilizando o modelo CIELO como técnica de regionalização dos cenários A2 e B2 de larga escala obtidos com o HadCM3. Na Figura 2.91 pode observar-se a anomalia, normalizada em relação ao período de controlo, da precipitação no Inverno e no Verão para os dois cenários de emissões A2 e B2. Na Figura 2.92 encontra-se a distribuição da anomalia relativa da precipitação anual. Verifica-se que a precipitação de Inverno na Madeira decresce nos cenários futuros, com uma perda de 15 % a 35 % no caso do cenário A2 e 20 % a 40 % no cenário B2. As maiores perdas de precipitação situam-se na encosta Norte da ilha. Durante o Inverno a direcção predominante do vento é do quadrante Sudoeste, ocorrendo o maior decrés-

cimo relativo da precipitação a jusante do máximo topográfico. Saliente-se ainda o facto de para a Madeira ser o cenário B2 o que projecta maiores anomalias negativas de precipitação de Inverno, apesar do cenário A2 ser o mais extremo em termos de emissões SRES. Por outro lado, a precipitação sofre um aumento substancial no Verão, particularmente no cenário A2 (20 %-100 %), situando-se os maiores aumentos na metade Norte da Madeira. Como o vento sopra com muita frequência de Norte nesta estação do ano, o aumento da precipitação no Verão dá-se a montante da orografia.

As estações da Primavera e Outono na Madeira são igualmente mais secas no período 2070-2099 do que no período de controlo, com os maiores decréscimos a ocorrerem neste caso na encosta Sul da ilha, ao contrário do Inverno. Desta forma, a precipitação anual em ambos os cenários A2 e B2 (Figura 2.92) decresce em relação ao período de controlo, e a distribuição das anomalias da precipitação anual revela que as maiores perdas relativas ocorrem na região Sul da ilha. O decréscimo de precipitação anual é muito semelhante em ambos os cenários, variando entre 20 % e 35 %. A mudança climática tem portanto muito mais impacto na precipitação futura da Madeira do que nos Açores.

Analisando a distribuição das anomalias absolutas (em mm) da precipitação anual (Figura 2.93), verifica-se que são as regiões com maior altitude, onde a precipitação é mais elevada, as que sofrem os maiores decréscimos nos cenários futuros (até -800 mm). Dado que estas regiões funcionam como reservatórios de água que alimentam o escoamento na Madeira, uma perda significativa da água disponível nestas zonas, juntamente com perdas significativas de precipitação por toda a ilha na estação chuvosa, pode tornar a Madeira vulnerável a episódios de seca, e ter impactos importantes nos recursos hídricos da ilha e consequentemente na flora e agricultura locais.

Nas Figuras 2.94 e 2.95 estão representadas, respectivamente, as anomalias das temperaturas máxima no Verão e mínima no Inverno, para os cenários A2 e B2. Enquanto no cenário A2 as anomalias positivas da temperatura máxima no Verão estão na gama 2,4-3 °C, no cenário B2 o aumento é entre 1,6 °C e 2,2 °C. Estas anomalias são superiores em cerca de 1 °C às obtidas nos Açores. As maiores anomalias da temperatura máxima situam-se, tal como nos Açores, junto à costa Sul, região a jusante da ilha tendo em conta o escoamento dominante de Norte nesta estação do ano. A temperatura mínima de Inverno sofre aumentos entre 2,5 e 2,9 °C no cenário A2 e de 1,5-1,8 °C no cenário B2, com o maior impacto a ser sentido nas regiões mais elevadas.

De acordo com os cenários aqui analisados, referentes ao fim do século XXI, o clima da Madeira poderá tornar-se mais

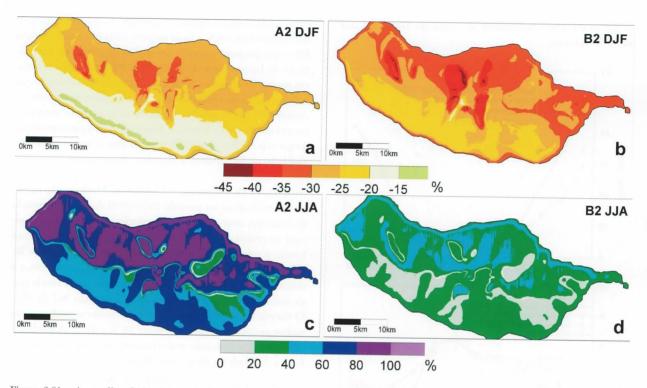


Figura 2.91 – Anomalia relativa (em percentagem) da precipitação sazonal na Madeira (SRES – Controlo): (a) Inverno (cenário A2); (b) Inverno (cenário B2); (c) Verão (A2); (d) Verão (B2)

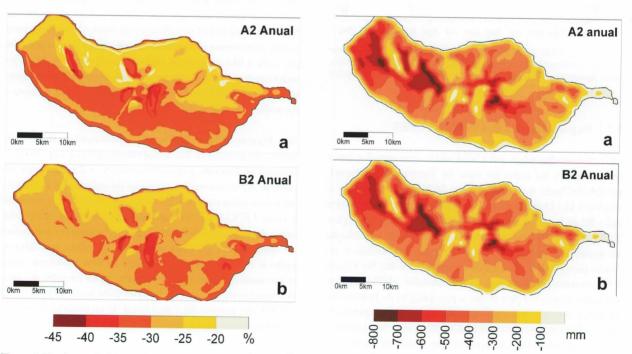


Figura 2.92 – Anomalia relativa da precipitação anual na Madeira: (a) cenário A2; (b) cenário B2

Figura 2.93 – Anomalia absoluta (em mm) da precipitação anual na Madeira: (a) cenário A2; (b) cenário B2

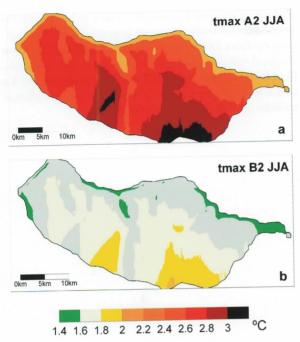


Figura 2.94 — Anomalia da temperatura máxima no Verão na Madeira: (a) cenário A2; (b) cenário B2

quente (+1,5° a +3°C) e mais seco do que o actual, com redução significativa da precipitação na estação chuvosa. Os impactos negativos deverão essencialmente dever-se à perda

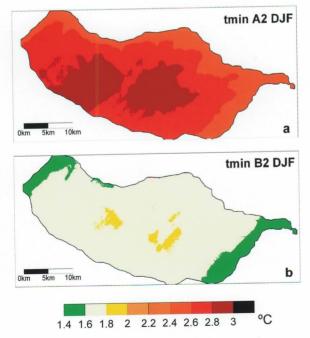


Figura 2.95 — Anomalia da temperatura mínima no Inverno na Madeira: (a) cenário A2; (b) cenário B2

de precipitação anual, o que pode originar situações de stress nos recursos hídricos da ilha. Finalmente, é de salientar que, tal como nos Açores, as alterações de temperatura na Madeira não são tão significativas como as encontradas nas regiões continentais, designadamente em Portugal Continental. O efeito moderador do mar protege a ilha de variações de temperatura maiores à escala de um século. Porém, a Madeira apresenta temperaturas mais elevadas do que os Açores, por se situar à latitude da costa Norte de África, pelo que os índices de temperatura relacionados com ondas de calor têm valores significativos (Figuras 2.38 e 2.45). Um aumento de temperatura da ordem de 2-3 °C nas temperaturas máximas de Verão pode ter impacto nos índices de desconforto da ilha. Sendo a Madeira uma região com densidade populacional assinalável, os impactos do aquecimento global podem ser mais importantes nesta ilha do que nos Acores.

2.8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste estudo fez-se, pela primeira vez, uma análise integrada da evolução climática observada em Portugal Continental e nas ilhas dos Açores e Madeira, durante o século xx. Os resultados apresentados, integrando a informação disponível na rede de observação nacional, indicam uma clara tendência de aumento da temperatura ao longo do século, de forma mais acentuada desde a década de 1970, a uma taxa de quase 0,5 °C/década. Esta taxa de aquecimento é mais do dobro da taxa estimada para a média da temperatura mundial à superfície. Outras variáveis climáticas apresentam variações importantes, como é o caso da nebulosidade, da insolação e da humidade relativa. A precipitação é caracterizada por grande variabilidade interanual, apresentando, no entanto, uma correlação significativa com o índice da Oscilação do Atlântico Norte, cuja evolução recente esteve associada a uma redução da precipitação no fim do Inverno em Portugal Continental e nos Açores.

Os diferentes cenários de mudança climática projectam modificações importantes do clima em Portugal. No Continente são estimados aumentos sistemáticos da temperatura, que podem atingir 3 a 7 °C no Verão, com aquecimento mais forte do interior Norte e Centro e um forte incremento da frequência e intensidade das ondas de calor. Nas ilhas, o aquecimento estimado é mais moderado, da ordem dos 1 a 2 °C nos Açores e de 2 a 3 °C na Madeira. No que se refere à precipitação, os diferentes cenários sugerem uma redução da precipitação anual no Continente que pode atingir os 20 e 40 % da precipitação actual, devida a uma redução da duração da estação chuvosa. Na Madeira, estima-se igual-

mente uma importante redução da precipitação anual, até cerca de 30 %. Nos Açores prevêem-se alterações do ciclo anual da precipitação sem grande impacto nos valores totais.

Os estudos sobre cenários de mudança climática são, por natureza, provisórios, estando limitados pela incerteza nos

cenários de emissão de gases de estufa e pelas deficiências dos modelos utilizados. A grande importância social, económica e política da mudança climática inevitável no próximo século, obriga-nos, no entanto, a recorrer, em cada momento, às melhores estimativas que a Ciência nos pode fornecer e a utilizá-las para prever os seus potenciais impactos e planear medidas de mitigação e adaptação.

2.9 REFERÊNCIAS

- Azevedo, E.B., 1996, Modelação do Clima Insular à Escala Local. Modelo CIELO aplicado à Ilha Terceira. Tese de Doutoramento, Universidade dos Açores, 247 pp.
- Azevedo, E.B., L.S Pereira e B. Itier., 1999, Modeling the local Climate in island environments: Water Balance Applications, Agricultural Water Management 40:393-403.
- Boer, G.J., G. Flato, M.C. Reader e D. Ramsden, 2000, A transient climate change simulation with greenhouse gas and aerosol forcing: experimental design and comparison with the instrumental record for the twentieth century, *Climate Dynamics* 16:405-425.
- Boville, B.A. e P.R. Gent, 1998, The NCAR Climate System Model, version one, *Journal of Climate* 11:1115-1130.
- Christensen J.H., B. Machenhauer, R.G. Jones, C. Schär, P.M. Ruti, M. Castro e G. Visconti, 1997, Validation of present-day regional climate simulations over Europe: LAM simulations with observed boundary conditions, *Climate Dynamics* 13:489-506.
- Corte-Real J., X. Zhang e X. Wang, 1995, Downscaling GCM information to regional scales: a non-parametric multivariate approach, Climate Dynamics 11:413-424.
- Cubasch, U., H. von Storch, J. Wasckewitz e E. Zorita, 1996, Estimates of climate change in Southern Europe using different downscaling techniques, Climate Research 7:129-149.
- Dessai S., 2002, Heat stress and mortality in Lisbon. Part I: model construction and validation, *International Journal of Biometeorology* 47:6-12.
- Durman, C.F., J.M. Gregory, D.C. Hassel, R.G. Jones e J.M. Murphy, 2001, A comparison of extreme European daily precipitation simulated by a global and a regional climate model for present and future climates, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 127:1005-1015.
- Emori, S., T. Nozawa, A. Abe-Ouchi, A. Numaguti, M. Kimoto e T. Nakajima, 1999, Coupled ocean-atmosphere model experiments of future climate change with an explicit representation of sulfate aerosol scattering, Journal of the Meteorological Society of Japan 77:1299-1307.
- Féraud, G., I. Kaneoka e C.J. Allégre, 1980, K/Ar ages and stress pattern in the Azores: geodynamic implications, Earth and Planetary Science Letters 46:275-286.
- Folland, C.K., C. Miller, D. Bader, M. Crowe, P. Jones, N. Plummer, M. Richman, D.E. Parker, J. Rogers e P. Scholefield, 1999, Workshop on indices and indicators for climate extremes: Asheville, NC, USA, 3-6 June 1997 Breakout group C: Temperature indices for climate extremes, Climatic Change 42:31-43.
- García-Herrera R., J. Díaz, R.M. Trigo e E. Hernandez, 2004, Extreme summer temperatures in Iberia: health impacts and associated synoptic conditions, Submetido a *Annales Geophysi*cae.
- Gibelin, A.-L. e M. Déqué, 2003, Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model, Climate Dynamics 20:327.
- Giorgi F., 1990, Simulation of regional climate using a limited area model in a general circulation model, *Journal of Climate* 3:941--963.
- Goodess C.M. e J.P. Palutikof, 1998, Development of daily rainfall scenarios for Southeast Spain using a circulation type approach to downscaling, *International Journal of Climatology* 18:1051-1081.
- Gordon, C., C. Cooper, C. Senior, H. Banks, J. Gregory, T. Johns,
 J. Mitchell e R. Wood, 2000, The simulation of SST, sea-ice
 extents and ocean heat transport in a version of the Hadley
 Centre coupled model without flux adjustments, Climate Dynamics 16:147-168.

- Gordon, H. B. e S. P. O'Farrell, 1997, Transient climate change in the CSIRO coupled model with dynamic sea ice, Monthly Weather Review 125:875-907.
- Hadley Centre, 2000, Online em www.met-office.gov.com/ research/ hadleycentre/pubs/brochures/B2000/index.html.
- Hadley Centre, 2002, Online em www.met-office.gov.uk/research/hadleycentre/pubs/B2002/global.pdf
- Haywood, J.M., R.J. Stouffer, S. Wethereal, S. Manabe e V. Ramaswamy, 1997, Transient response of a coupled model to estimated changes in greehouse gas and sulphate concentrations, Geophysical Research Letters 24:1335-1338.
- Hirst, A.C., H.B. Gordon e S.P. O'Farrell, 1996, Global warming in a coupled climate model including oceanic eddy-induced advection, Geophysical Research Letters 23:3361-3364.
- Hirst, A.C., S.P. O'Farrell e H.B. Gordon, 2000, Comparison of a coupled ocean-atmosphere model with and without oceanic eddy-induced advection. Part I: Ocean spin-up and control integrations, Journal of Climate 13:139-163.
- Hulme, M., G.J. Jenkins, X. Lu, J.R. Turnpenny, T.D. Mitchell, R.G. Jones, J. Lowe, J.M. Murphy, D. Hassell, P. Boorman, R. McDonald e S. Hill, 2002, Climate Change Scenarios for the United Kingdom: The UKCIP02 Scientific Report. Tyndall Centre for Climate Change Research, School of Environmental Sciences, Un. East Anglia, UK, 120 pp.
- Hurrell, J.W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation, Science 269:676-679.
- Hurrell, J.W. e H. van Loon, 1997, Decadal variations in climate associated with the North Atlantic oscillation, *Climatic Change* 36:301-326.
- IPCC WGI, 1996, Climate Change 1995: The Science of Climate Change, Contribution of the WGI to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (Eds. Houghton, J.T., L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg e K. Maskell) Cambridge University Press, UK.
- IPCC WGI, 2001, Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (Eds. Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden e D. Xiaosu). Cambridge University Press, UK, pp. 944.
- Johns, T.C., R.E. Carnell, J.F. Crossley, J.M. Gregory, J.F.B. Mitchell, C.A. Senior, S.F.B. Tett e R.A. Wood, 1997, The Second Hadley Centre coupled ocean-atmosphere GCM: Model description, spinup and validation, *Climate Dynamics* 13:103-134.
- Jones, P.D., M. New, D.E. Parker, S. Martin e I.G. Rigor, 1999, Surface air temperature and its change over the past 150 years, Review of Geophysics 37:173-199.
- Jones, P.D. e P.A. Reid, 2001, Assessing future changes in extreme precipitation over Britain using regional climate model integrations, *International Journal of Climatology* 21:1337-1356.
- Jones, P.D., T. Jonsson e D. Wheeler, 1997a, Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland, *International Jour*nal of Climatology 17:1433-1450.
- Jones, R.G., J.M. Murphy e M. Noguer, 1995, Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological* Society 121:1413-1449.
- Jones, R.G., J.M. Murphy, M. Noguer e A.B. Keen, 1997b, Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. II: Comparison of driving and regional model responses to a doubling of carbon dioxide, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 123:265-292.

- Karl, T.R., R.W. Knight e B. Baker, 2000, The record breaking global temperature of 1997 and 1998: evidence for an increase in the rate of global warming? Geophysical Research Letters 27:719--722.
- Klein Tank, A.M.G., J.B. Wijngaard, G.P. Können, R. Böhm, G. Demarée, A. Gocheva, M. Mileta, S. Pashiardis, L. Hejkrlik, C. Kern-Hansen, R. Heino, P. Bessemoulin, G. Müller-Westmeier, M. Tzanakou, S. Szalai, T. Pálsdóttir, D. Fitzgerald, S. Rubin, M. Capaldo, M. Maugeri, A. Leitass, A. Bukantis, R. Aberfeld, A.F.V. van Engelen, E. Forland, M. Mietus, F. Coelho, C. Mares, V. Razuvaev, E. Nieplova, T. Cegnar, J.A. López, B. Dahlström, A. Moberg, W. Kirchhofer, A. Ceylan, O. Pachaliuk, L.V. Alexander e P. Petrovic, 2002, Daily dataset of 20th century surface air temperature and precipitation series for European Climate Assessment (ECA), International Journal of Climatology 22:1441-1453.
- Leggett, J., W.J. Pepper e R.J. Swart, 1992, 'Emissions scenarios for the IPCC: an update'. P. 69-96 in Climate Change 1992:
 The supplementary report to the IPCC scientific assessment, Eds J.T. Houghton, B.A. Callander e S.K. Varney. Cambridge University Press, Cambridge, UK
- Luterbacher, J., D. Dietriech, E. Xoplaki, M. Grosjean e H. Wanner, 2004, European seasonal and annual temperature variability, trends and extremes since 1500 A.D., Science 3:1499-1503.
- Machado, M.J.S.S., 1970, Balanço Hídrico e Clima da Ilha da Madeira, Serviço Meteorológico Nacional, 19 pp.
- Manabe, S. e R.J. Stouffer, 1996, Low frequency variability of surface air temperature in a 1,000-year integration of a coupled atmosphere-ocean-land surface model, *Journal of Climate* 9:376-393.
- Meehl, G.A., W.M. Washington, J.M. Arblaster, T.W. Bettge e W.G. Strand Jr., 2000, Anthropogenic forcing and decadal climate variability in sensitivity experiments of twentieth and twenty-first century climate, Journal of Climate 13:3728-3744.
- Mendes, J.C. e M.F. Coelho, 1993, Variabilidade climática em Portugal Continental – Quantidade de precipitação; índice regional de anomalia; tendência; variabilidade por decénios e triénios. Monografia N.º 43, INMG, Lisboa, Portugal.
- Miranda, P.M.A., F.E.S. Coelho, A.R. Tomé e M.A. Valente, 2002, 20th Century Portuguese Climate and Climate Scenarios, in Climate Change in Portugal. Scenarios, Impacts and Adaptation Measures - SIAM Project, Santos, F.D., K. Forbes e R. Moita (eds.), Gradiva, Lisboa, Portugal, 454 pp.
- Mitchell, J.F.B. e T.C. Johns, 1997, On modification of global warming by sulphate aerosols, *Journal of Climate* 10:245-267.
- Moberg, A. e P.D. Jones, 2003, Regional climate Model: simulations of daily maximum and minimum near-surface temperatures across Europe 1961-1990, comparisons with observed station data. CRU, University of East Anglia, UK, Online em http://www.cru.uea.ac.uk/cru/posters/#2003-03-AM-HadRM3.
- Murphy, J., 1999, An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate, Journal of Climate 12:2256-2284.
- Nicholls, N. e W. Murray, 1999, Workshop on indices and indicators for climate extremes: Asheville, NC, USA, 3-6 June 1997 Breakout group B: Precipitation, Climatic Change 42:23-29.
- Noguer, M., R.G. Jones e J. Murphy, 1998, Sources of systematic errors in the climatology of a nested Regional Climate Model (RCM) over Europe, Climate Dynamics 14:691-712.
- Osborn, T.J., K.R. Briffa, S.F.B. Tett, P.D. Jones e R.M. Trigo, 1999, Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model, *Climate Dynamics* 15:685-702.
- Palmer, W.C., 1965, Meteorological Drought. US Weather Bureau Research Paper N. 45, 58 pp. Washington DC.

- Pires, V., 2004, Evolução histórica do Indice Palmer (PDSI) em Portugal Continental. Monografia N.º 47, Instituto de Meteorologia (in press).
- Pope, V. D., M. L. Gallani, P. R. Rowntree e R. A. Stratton, 2000, The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model – HadAM3, *Climate Dynamics* 16:123-146.
- Reader, M.C. e G.J. Boer, 1998, The modification of greenhouse gas warming by the direct effect of sulphate aerosols, *Climate Dynamics* 14:593-607.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson., M. Christoph, M. Claussen, L. Dumenil, M. Esch, M. Giorgietta, U. Schlese e U. Schulzweida, 1996, The atmospheric general circulation model ECHAM-4: model description and simulation of present-day climate. Max-Planck Institute for Meteorology, Report Nr. 218, Hamburg, Germany.
- Santos, F.D., K. Forbes e R. Moita (eds.), 2002, Climate Change in Portugal.
 Scenarios, Impacts and Adaptation Measures SIAM Project. Gradiva, Lisboa, Portugal, 454 pp.
- Shubert S. e A. Henderson Sellers, 1997, A statistical model to downscale local daily temperature estremes from synopticscale atmospheric circulation patterns in the Australian region, *Climate Dynamics* 13:223-234.
- Stott P.A., S.F.B. Tett, G.S. Jones, M.R. Allen, J.F.B. Mitchell e G.J. Jenkins, 2000, External control of twentieth century temperature by natural and anthropogenic forcings, *Science* 290:2133-2137.
- Sumner, G.N., R. Romero, V. Homar, C. Ramis, S. Alonso e E. Zorita, 2003, An estimate of the effects of climate change on the rainfall of Mediterranean Spain by the late twenty first century, Climate Dynamics 20:789-805.
- Tomé, A., P.M.A. Miranda, F. Coelho e A. Carvalho, 2002, Joint fitting of piecewise linear trends and instrumental shifts in Portuguese maximum temperature observations, *Proceedings of the 3rd Hispano-Portuguese Assembly in Geodesy and Geophysics*, Valencia.
- Tomé, A.R. e P.M.A. Miranda, 2004, Piecewise linear fitting and trend changing points of climate parameters, Geophysical Research Letters 31:L02207, doi:12.1029/2003G019100.
- Trigo R.M. e J.P. Palutikof, 1999, Simulation of daily temperatures for climate change scenarios over Portugal: a Neural Network Model approach, Climate Research 13:45-59.
- Trigo R.M. e J.P. Palutikof, 2001, Precipitation scenarios over Iberia: a comparison between direct GCM output and different downscaling techniques, *Journal of Climate* 14:4422-4446.
- Trigo, R.M., T.J. Osborn e J. Corte-Real, 2002, The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms, *Climate Research* 20:9-17.
- van Loon, H. e J.C. Rogers, 1978, The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General descripition, *Monthly Weather Review* 106:296-310.
- Viner, D., 1996, The Climate Impacts LINK Project, Climate Monitor 23: N.º 3-5.
- Von Storch, H., E. Zorita e U. Cusbash, 1993, Downscaling of global climate change estimates to regional scales: an application to Iberian rainfall in wintertime, Journal of Climate 6:1161-1171.
- Walker, G.T., 1924, Correlations in seasonal variations of weather, IX Mem. Ind. Meteorol. Dept. 24:275-332.
- Wallace, J.M. e D.S. Gutzler, 1981, Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, Monthly Weather Review 109:784-812.
- Walpe, A.M. e J.H. Lawrimore (Eds), 2003, State of the Climate in 2002, Bulletin of the American Meteorological Society 84: N.º 6, S1-S68

- Washington, W.M., J.W. Weatherly, G.A. Meehl, A.J. Semtner, Jr., T.W. Bettge, A.P. Craig, W.G. Strand, Jr., J.M. Arblaster, V.B. Wayland, R. James e Y. Zhang, 2000, Parallel Climate Model (OCM) control and transient simulations, Climate Dynamics 16:755-774.
- Wilby R.L. e T.M.L. Wigley, 1997, Downscaling General Circulation model output: a review of methods and limitations, *Prog. Phys. Geography* 21:530-548.
- WMO, World Meteorological Organization, 2004, WMO statement on the status of the global climate in 2003, WMO Pub. 966, 12 pp.
- Zhang, X-H., J.M. Oberhuber, A. Bacher e E. Roechner, 1998, Interpretation of interbasin exchange in an isopycnical ocean, Climate Dynamics 14:725-740.
- Zhang, X., X.L. Wang e J. Corte-Real, 1997, On the relationships between daily circulation patterns and precipitation in Portugal, Journal of Geophysical Research 102:13495-13507.