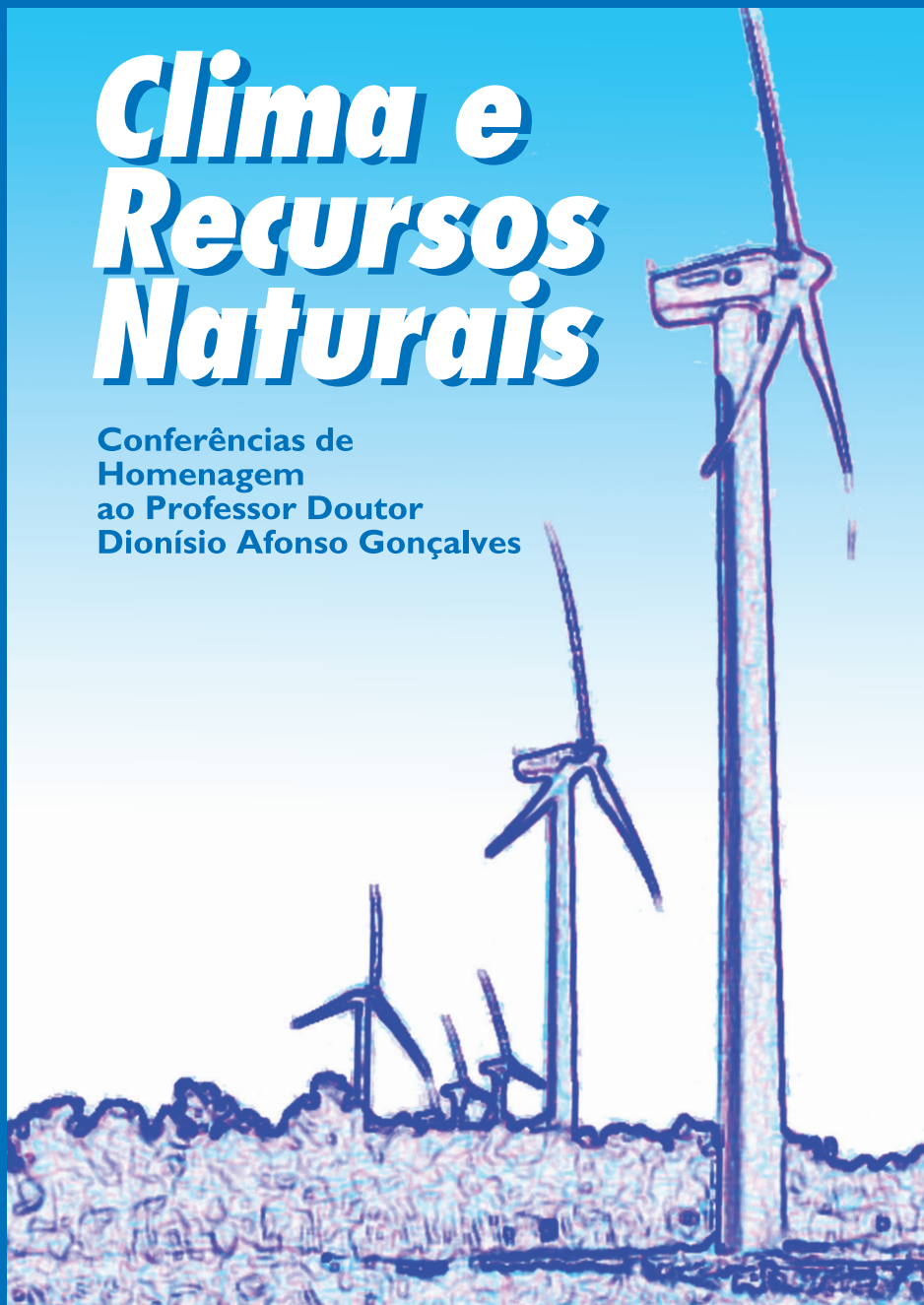


Tomás de Figueiredo, Luís Frólén Ribeiro,
António Castro Ribeiro, Luís Filipe Fernandes (editores)

Clima e Recursos Naturais

Conferências de
Homenagem
ao Professor Doutor
Dionísio Afonso Gonçalves



Clima e Recursos Naturais

**Conferências de Homenagem
ao Professor Doutor Dionísio Afonso Gonçalves**

Título: Clima e Recursos Naturais: Conferências de Homenagem
ao Prof. Doutor Dionísio Gonçalves

Editores: Tomás de Figueiredo, Luís Frólen Ribeiro, António Castro Ribeiro
e Luís Filipe Fernandes

Edição: Instituto Politécnico de Bragança

Execução: Serviços de Imagem do IPB

Depósito legal: 306530/10

ISBN: 978-972-745-108-1

**Tomás de Figueiredo, Luís Frólén Ribeiro,
António Castro Ribeiro, Luís Filipe Fernandes (editores)**

Clima e Recursos Naturais

**Conferências de Homenagem
ao Professor Doutor Dionísio Afonso Gonçalves**



2010

Nota editorial

Em 29 e 30 de Janeiro de 2007, sob o tema “Clima e Recursos Naturais”, tiveram lugar no Instituto Politécnico de Bragança as Conferências de Homenagem ao Professor Doutor Dionísio Afonso Gonçalves.

Numa iniciativa da Presidência do IPB, foi preparado o programa desta celebração, destinada a expressar o tributo da Instituição a quem por tantos anos a dirigiu, mas também a sublinhar, vincadamente, o apreço de que a carreira do Professor Dionísio Gonçalves é reconhecidamente merecedora. Esta carreira, recorde-se, tinha sido formalmente interrompida com a sua aposentação, ao tempo facto ainda recente.

Desde a fase de concepção que a organização do evento tomou como propósito reunir em livro os contributos dos conferencistas convidados – personalidades de relevo científico em temas que sempre foram de interesse e especialização do Sr. Professor Dionísio, como a climatologia regional, por um lado, e as aplicações à agricultura e aos recursos naturais, por outro.

Entre as Conferências em 2007 e a publicação que agora vê a luz, passou muito tempo. Não importará detalhar justificações para tão largo lapso, já que, não sendo este incomum no meio, serão aquelas sobejamente conhecidas de quem, na verdade, se decide a percorrer o caminho da edição científica. Importa, outrossim, assinalar a inabalável paciência ao longo deste tempo dos autores da iniciativa (a Presidência do IPB) e dos contributos científicos (os conferencistas). Mais ainda, importa reconhecer o valioso fruto que sempre oferece a persistência, no caso muito irregularmente cultivada é certo.

Vingou assim anos volvidos, e é motivo de satisfação e orgulho, o propósito original de fixar nesta publicação, para memória de todos, esse momento maior que alguns tiveram o privilégio de presenciar e foi o intento das Conferências: a justíssima Homenagem ao Sr. Professor Doutor Dionísio Gonçalves.

Pelo Professor Dionísio e para todos nós, aqui fica neste volume o tributo dos autores, dos editores, da Presidência do IPB, também companheiros, discípulos ou amigos. Para o leitor fica a necessária advertência ao abri-lo, por ser o tributo tardio de mais de três anos.

Bragança, Julho de 2010

Os Editores

Uma homenagem

As Conferências intituladas “Clima e Recursos Naturais” são uma homenagem que o Instituto Politécnico de Bragança entendeu prestar ao Professor Doutor Dionísio Afonso Gonçalves.

Homenageamos aqui o homem que, no seu imparável entusiasmo e curiosidade, dedicou uma vida ao estudo do clima, dedicou a sua vida à ciência e ao ensino superior.

Homenageamos aqui a sua pessoa e a sua obra científica, o que deixa como legado em conhecimento e em ideias, mas, sobretudo, o terreno que deixa fértil e no qual mais conhecimento e mais ideias poderão brotar do que é seu de raiz.

Desde cedo se interessou pelas nuvens. É o que nos chega dos ecos dessa Bragança, hoje dificilmente figurável, dos fins de 50, princípios de 60, do século XX. Desde cedo se foi aproximando delas.

Primeiro, e sempre, a montanha – um gosto antigo que ficou e veio a traduzir-se no seu vasto, vastíssimo, conhecimento da geografia das montanhas. As daqui de perto, em resposta ao irresistível apelo de Montesinho, dos ares dessa Serra que se ergue frente a Bragança e que tão bem conhece. As de todo o mundo, pois por onde passou, na Europa, na América, cruzando os céus por sobre a Ásia, sempre o seu olhar demandou esses lugares altos, frios e desabrigados aonde, mal se respirando, melhor se vê a terra que nos alimenta, quase se tocam as nuvens.

Depois a Força Aérea, na Meteorologia, é claro, naquilo que afinal veio a ser apenas uma linha mais no seu preenchido currículo.

E mais tarde, disciplinado o entusiasmo ao longo de uma brilhante licenciatura em Engenharia Agronómica, em que consolidou o leque amplo de conhecimentos que à época caracterizava essa formação, a carreira académica, iniciada no Instituto Superior de Agronomia, como Assistente de Meteorologia.

Carreira que virá a desenvolver quase inteiramente em Trás-os-Montes, para onde retorna em 1975, ao integrar o então Instituto Politécnico de Vila Real, origem da actual Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro. Doutoramento, Agregação e uma Cátedra nesta Universidade a culminar a carreira, num percurso linear e claro (tanto que parece simples), até à sua recente aposentação, ponto e vírgula no texto que ainda tem a escrever para nosso bem e sua satisfação – alvitrámos nós.

Percurso linear, claro e simples, assim de facto teria sido, não fora, a par dele, perfilarem-se outras responsabilidades, outros entusiasmos, outras realiza-

ções. O Parque Natural de Montesinho a que definiu os traços, justificou o nascimento e seguiu nos primeiros passos, como Director e Coordenador. O Instituto Politécnico de Bragança, sua obra maior e, atrevemo-nos a dizer, a melhor – pela essência que lhe descobriu e a todos nós mostrou para que se tornasse nossa também, pela matéria que é o corpo deste Campus, pela dimensão e significado que ambas adquiriram ao crescer juntas, essência e matéria. E, para além do Parque e do Instituto, todos os outros objectos que, forçosa ou generosamente, captaram a sua atenção. Mas não é este o Professor Dionísio de que pretendemos falar agora e homenagear aqui.

Percurso linear e claro, dizíamos, mas tudo menos do que simples, de facto. Um trabalho de campo intenso, uma rede meteorológica instalada com esforço próprio e pessoal, o tratamento do vasto acervo compilado, e o sólido suporte teórico adquirido pelo solitário estudo e pela convivência franca com os melhores mestres que soube cativar – tudo juntou para compreender em detalhe a baixa atmosfera do Alto Sabor, irónica forma de mais ainda se aproximar das nuvens! Era a sua Tese de Doutoramento, era o seu contributo para o estudo do clima das montanhas mais próximas, era o honrar brilhante do compromisso com a figura tutelar desse grande académico com quem trabalhou – o Professor José Pinto Peixoto.

E ao longo da sua carreira científica foi vertendo um vasto saber e experiência em estudos, projectos e publicações, na coordenação da pesquisa dos seus orientandos, no estabelecimento e consolidação da rede meteorológica gerida pelo Instituto, nos contactos institucionais, nas aulas, nas intervenções públicas, onde o seu entusiasmo e a sua espontaneidade mobilizaram a atenção de plateias e estimularam interesses e vocações.

Dos seus trabalhos diremos, com o atrevimento próprio da ignorância, que o mais significativo foi a cartografia climática de Trás-os-Montes, na qual discerniu os elementos necessários e suficientes para uma clara identificação, de base quantitativa, dos domínios climáticos desta região. Falamos das expressões Terra Fria e Terra Quente que, depois desse trabalho fundador do Professor Dionísio, se libertaram da subordinação à raiz popular que os cunhou e do carácter qualitativo da sua definição. Trabalho significativo foi e por várias razões: o impacto que teve, a utilidade que reveste, o valor metodológico que comporta e permitiu a sua aplicação a outras regiões como o Entre Douro e Minho e a Beira Interior, o que revela de uma extraordinária sensibilidade para as relações entre clima e paisagem.

Se a cartografia dos climas de Trás-os-Montes é exemplar destacado de um percurso científico, dela e deste se releva também o estilo singular do Professor Dionísio no contexto da comunidade científica a que pertence, que integra com gosto e em pleno. Com a sua Tese de Doutoramento na UTAD, em 1984, o Sr. Professor Dionísio apresentou um trabalho complementar intitulado “A Rega de Lima em Trás-os-Montes”. Nesse trabalho, como parte devidamente justificada do texto, incluiu duas cartas climáticas desta região. Mas, até então, eram já conhecidas versões avulsas das cartas, de que sempre permitiu a utilização, sem reservas

Conferências de homenagem ao Professor Doutor Dionísio Gonçalves

ou restrições, e que assim deram suporte a outros trabalhos científicos que delas careciam.

Em contraponto à despreocupação com o direito que regula a utilização do que é propriedade intelectual sua, teve o Sr. Professor Dionísio uma permanente preocupação com a garantia do livre acesso à informação que, aliás, o relato também torna evidente. E esta postura volta a evidenciar-se, exemplarmente, ao impor a disponibilização gratuita da informação meteorológica colectada pelo Instituto.

Sr. Professor Dionísio Gonçalves, esta é apenas uma homenagem à sua personalidade multifacetada. A que pode conduzir-nos pelos caminhos vários que no seu mais caro campo de interesses se traçam e até escondem surpresas. É o nosso tributo, o mais sentido.

O seu lugar perto das nuvens, o seu lugar no Olimpo, onde facilmente trataríamos de lhe arranjar uma posição, estaria assegurado se fossem deuses o que mais falta nos faz. Mas não Sr. Professor Dionísio, não faremos de si um deus, pois é o homem o que mais queremos de si e é ao homem, tal como foi e como é, que iremos buscar os contributos que ainda teimamos em pedir-lhe, muito especialmente no domínio científico. No Centro de Investigação de Montanha, que coordena desde a sua fundação, para seu e nosso bem, estará perto das nuvens, estará perto de nós.

Muito obrigado Professor Dionísio.

Em 29 de Janeiro de 2007, na abertura das Conferências.

A Comissão Organizadora
e a Presidência do Instituto Politécnico de Bragança,

Tomás de Figueiredo (ESA / IPB)
Luís Frólén Ribeiro (ESTiG / IPB)
António Castro Ribeiro (ESA / IPB)
Luís Filipe Fernandes (ESE / IPB)
Orlando Rodrigues (Vice-Presidente do IPB)

Índice

Nota editorial	5
Uma homenagem	7
Autores.....	15
1 · Variabilidade e alterações climáticas	17
Resumo	17
Abstract	18
1.1. Introdução	19
1.2. Forçantes Climáticas.....	20
1.3. Forçantes internas	21
Efeito-Estufa	21
Albedo Planetário.....	22
Nuvens	23
Circulação Geral da Atmosfera.....	24
Circulações Oceânicas	25
1.4. Forçantes externas.....	30
Radiação Solar	30
Aerossóis Vulcânicos.....	32
Forças Gravitacionais.....	33
1.5. Variabilidade do clima de Portugal	34
El Niño-oscilação sul.....	34
Oscilação Decadal do Pacífico	35
1.6. Considerações Finais	39
Referências Bibliográficas	41
2 · Clima e ordenamento urbano na escala microclimática: o exemplo do bairro de Telheiras em Lisboa	43
Resumo	43
Abstract	44
2.1. Introdução.....	47
2.2. O clima do Norte da cidade e as orientações climáticas propostas para essa área.....	50
2.3. Área e métodos de estudo	52

2.4.A ventilação em torno dos edifícios com recurso à modelação do vento em túnel aerodinâmico.....	53
2.4.1. O túnel aerodinâmico de camada limite.....	54
2.4.2. Técnicas utilizadas.....	55
2.4.3. Resultados.....	56
A. Ensaios com a direcção Norte.....	56
B. Ensaios simulando direcção do vento de NW e W.....	60
2.4.4. Síntese das condições de ventilação.....	61
2.5. A radiação, a temperatura e o conforto térmico.....	62
2.5.1. A temperatura fisiológica como índice de conforto.....	62
2.5.2. Metodologia para a determinação da temperatura fisiológica.....	64
2.5.3. Resultados: análise da variação espacial dos parâmetros.....	67
2.6. Conclusões gerais e orientações para o ordenamento.....	75
Referências Bibliográficas.....	79
3 · Variação de alguns elementos agroclimáticos na região de Lisboa, nos últimos 80 anos.....	83
Resumo.....	83
Abstract.....	84
3.1. Introdução.....	85
3.2. Dados climáticos.....	87
3.3. Temperatura do ar.....	87
3.4. Precipitação.....	93
3.5. Evapotranspiração potencial.....	100
3.6. Disponibilidade hídrica climática.....	108
3.7. Considerações finais.....	112
Referências Bibliográficas.....	114
4 · Caracterização e predição de secas: aplicação ao Alentejo.....	117
Resumo.....	117
Abstract.....	118
4.1. Introdução.....	119
4.2. Risco de secas e gestão do risco.....	121
4.3. Aplicação do SPI para caracterização das secas no Alentejo.....	123
4.4. Secas regionais.....	127
4.5. Modelação das séries temporais de índices SPI pelas cadeias de Markov	129
4.5.1. Cadeia de Markov.....	129
4.6. Persistência das classes de seca (tempo esperado de permanência ininterrupta).....	130
4.7. Tempo esperado para atingir uma dada classe de seca.....	133
4.7.1. Predição das classes de seca com 1, 2 e 3 meses de antecedência..	134
Referências Bibliográficas.....	138

5 · Os danos de geada: conceitos, mecanismos e modelos de simulação	141
Resumo	141
Abstract	142
5.1. Introdução	143
5.2. A geladura	145
5.2.1. Sintomas de geladura	145
5.2.2. Aspectos citológicos e histológicos da geladura	147
5.3. Resistência das plantas e tecidos à geada	152
5.3.1. Métodos de sobrevivência (ou resistência) às geadas	152
5.3.2. Bactérias activas na nucleação do gelo	156
5.4. Variações da resistência das plantas à geada. Temperaturas críticas	157
5.4.1. Plantas anuais e bienais	157
5.4.2. Fruteiras de folha caduca e vinha	158
5.4.3. Citrinos	160
5.5. Modelos de simulação aplicados às geadas	161
5.5.1. O modelo DEST (Damage ESTimator)	161
5.5.2. Validação do modelo DEST	164
Referências Bibliográficas	165
6 · Application of regional and local Climate Maps.....	167
Resumo	167
Abstract	167
6. 1. Climate Maps	168
6.2. Urban Climate Maps in tropical climates	171
6.3. Field surveys	172
6.4. Conclusions	173
General bibliography	177
Biografia	179
Programa das conferências	183

Autores

Agostinho Gonçalves Mendes

Departamento de Ciências do Ambiente, Instituto Superior de Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa.

Ana Ambrósio Paulo

Centro de Estudos de Engenharia dos Biosistemas, Instituto Superior de Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa

Ana Mafalda Dúlio Ferreira

Departamento de Ciências do Ambiente, Instituto Superior de Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa.

António Castro Ribeiro

Centro de Investigação de Montanha, Escola Superior Agrária, Instituto Politécnico de Bragança

António Lopes

Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa.

Francisco Gonçalves de Abreu

Departamento de Ciências do Ambiente, Instituto Superior de Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa.

Henrique Andrade

Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa.

José Paulo de Melo-Abreu

Centro de Estudos de Engenharia dos Biosistemas, Instituto Superior de Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa

Clima e Recursos Naturais

Luís Santos Pereira

Centro de Estudos de Engenharia dos Biosistemas, Instituto Superior de Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa

Luiz Carlos Baldicero Molion

Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas, Brasil.

Lutz Katzschner

Faculty of Architecture and Planning, University Kassel, Germany

Maria João Alcoforado

Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa.

Tiago José Magro

Departamento de Ciências do Ambiente, Instituto Superior de Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa.

1 • Variabilidade e alterações climáticas

Luiz Carlos Baldicero Molion

Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas, Brasil.

molion@radar.ufal.br

Resumo

Nas últimas duas décadas, a locução “desenvolvimento sustentável” tem sido empregada corriqueiramente e, por vezes, sem rigor. Sustentabilidade pode ser questionável em virtude do crescimento populacional e da vulnerabilidade da Sociedade Humana à variabilidade climática. Paralelamente, ênfase exagerada tem sido dada à hipótese de alterações climáticas recentes serem resultantes do aquecimento global, decorrente da intensificação do efeito-estufa por atividades humanas, como queima de combustíveis fósseis e aumento da produção agropecuária. A complexidade do clima global e as dificuldades em prognosticá-lo foram discutidas por meio de uma breve revisão de seus agentes controladores ou “forçantes climáticas”. Relativamente ao sistema terra-atmosfera-oceano, as forçantes podem ser de natureza externa – como a produção de energia pelo Sol, erupções vulcânicas e forças gravitacionais – ou interna – como o efeito-estufa, albedo planetário e o transporte de calor por correntes marinhas. Como exemplo, dados observados e de Reanálises do NCEP/NCAR foram utilizados para estudar a variabilidade do clima de Portugal no período 1948-2006, e antever suas tendências futuras, associadas à oscilação quase-bidecadal da temperatura superficial do Pacífico (ODP). Resultados indicaram, por exemplo, que a pressão atmosférica, entre Novembro-Março, aumentou (diminuiu) na fase quente (fria) da ODP e que os totais pluviiais foram maiores (menores) no centro-oeste (noroeste) durante sua fase quente. A média mensal da temperatura do ar (T_{ar}) no inverno aumentou durante sua fase quente. No período 1999-2006, a amplitude de T_{ar} excedeu $2,0^{\circ}\text{C}$ no ciclo anual, com valores maiores (menores) no verão (inverno) relativos à média de 1948-1998. Isso pode estar ocorrendo devido a alterações do transporte de calor sensível pela Corrente do Golfo para o Ártico a partir de 1995. Estudos dessa natureza contribuem para aprofundar o conhecimento da variabilidade e prognósticos climáticos de longo alcance, que surgem como ferramentas de valor inestimável e estratégico para que o desenvolvimento sustentável e o bem-estar social possam ser alcançados eventualmente.

Palavras-chave: forçantes climáticas, reanálise de dados climáticos, alterações climáticas

Abstract

In the past two decades, the locution “sustainable development” has been employed widely and, sometimes, loosely. Sustainability may be questionable due to population growth and vulnerability of Human Society in face of climate variability. At the same time, excessive emphasis has been laid to the hypothesis of climate change related to the global warming due to greenhouse effect enhancement through human activities, such as fossil fuel burning and livestock increasing. The complexity of global climate and inherent forecasting difficulties were discussed through a brief review of its controllers, or climate “forcings”. Relatively to the land-atmosphere-ocean system, they can be of external nature – such as solar energy production, volcanic eruptions and tidal forces – or internal – such as greenhouse effect, planetary albedo and heat transport by ocean currents. As an example, observed and NCEP/NCAR Reanalysis data were used for studying the variability of Portugal’s climate during the period 1948-2006 and foreseeing its trends associated with a quasi-bidecadal oscillation of the Pacific Ocean surface temperature (PDO). The results suggested, for instance, that November to March sea level pressure increased (reduced) during the PDO warm (cold) phase and rainfall totals were larger (smaller) in the Midwest (Northwest) during its warm phase. The air temperature monthly mean (T_{ar}) was higher in its warm phase. In the period 1999-2006, the T_{ar} amplitude exceeded 2.0°C in the annual cycle, with higher (lower) values in the summer (winter) relative to the 1948-1998 mean. This may be a consequence of higher sensible heat transport by the Gulf Stream towards the Arctic starting about 1995. Diagnostic studies of this nature improve the knowledge on climate variability and its long-range prognosis, which are invaluable and strategic tools if the sustainable development and social welfare are to be achieved.

Keywords: *climate forcings, climate data reanalysis, global warming*

1.1. Introdução

O Homem, a longo de sua existência sempre esteve sujeito aos impactos da variabilidade climática natural sobre suas segurança e atividades. Civilizações, como Egípcia e Assíria, floresceram durante períodos de clima favorável, como o Ótimo Climático do Holoceno, e outras, como Maia e Nacza, desapareceram em períodos de clima adverso, como o que prevaleceu durante a metade do primeiro milênio DC. Porém, só nas últimas três décadas é que os administradores e a população, de maneira geral, passaram a ser alertados quanto à vulnerabilidade humana diante das possíveis adversidades do clima. Em particular, ênfase exagerada tem sido dada à hipótese de alterações climáticas devidas ao aquecimento global, decorrente da intensificação do efeito-estufa pelas atividades humanas, como queima de combustíveis fósseis e aumento da produção agropecuária. Na figura 1.1, adaptada de Jones *et al.* (1999), mostrou-se a variação da temperatura do ar média global nos últimos 150 anos. Nela, é aparente um aumento de temperatura de cerca de 0,32°C ocorrido entre 1977 e o presente. Não há, contudo, evidências que esse aumento tenha sido causado pela intensificação do efeito-estufa, pois ele não é o único controlador do clima global. Em adição, modelos de simulação de clima sugeriram que a temperatura global possa aumentar entre 1,5°C e 5,6°C até o final deste século, na hipótese de a concentração de dióxido de carbono dobrar ao longo desses anos. Dentre os impactos negativos previstos, estão o aumento do nível dos mares, resultante da expansão volumétrica dos oceanos e degelo parcial de glaciais e calotas polares, e aumento da frequência e intensificação de eventos extremos, como secas e inundações.

Sem dúvida, existem razões para acreditar que a vulnerabilidade da Sociedade global aumentará devido à variabilidade climática. Em particular, a demanda por alimentos e energia continuará a crescer devido ao aumento populacional e a habilidade humana de manter uma produção sustentável para satisfazer essa demanda torna-se questionável em face de possíveis alterações climáticas. Na última década do século passado, constatou-se uma melhora significativa na previsão climática intrasazonal e interanual, particularmente com relação à primeira. Isso ocorreu graças ao reconhecimento da importância da interação entre os oceanos e a atmosfera.

O melhor exemplo foi a previsão da evolução do forte evento El Niño-Oscilação Sul (ENOS) de 1997-1998 e seus impactos globais, tanto climáticos como sociais. Porém, uma previsão intrasazonal é de relativo curto alcance, cobre um período de 120 a 180 dias, que salvaguarda a vida do ser humano, mas, quando muito, é suficiente para garantir uma safra agrícola e não o bem estar social durável. Para o desenvolvimento sustentável, associado com proteção ambiental, há a necessidade de planejamento das atividades humanas com antecedência, que só pode ser atingida com prognósticos climáticos de longo prazo. Estudos das causas físicas da variabilidade climática interdecadal têm o objetivo de auxiliar no entendimento do funcionamento do clima global e regional. Se essas variações de longo prazo forem

regidas por uma dinâmica determinística do sistema terra-atmosfera-oceano, então a previsão interdecadal poderá se tornar uma realidade.

O objetivo deste texto foi o de descrever alguns dos principais agentes físicos, ou “forçantes”, que atuam sobre o sistema terra-atmosfera-oceano e que determinam as condições de tempo e de clima no Planeta, e sua complexa interação, responsável pela variabilidade climática. Espera-se deixar claro ao leitor que o controle do clima não se resume apenas ao efeito-estufa, possivelmente intensificado pela emissão de gases provenientes das atividades humanas.

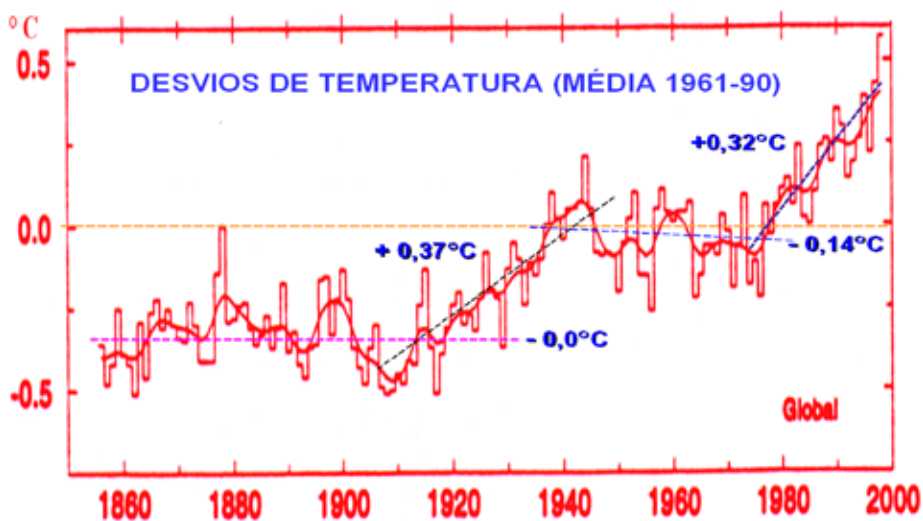


Figura 1.1. Desvios da temperatura média global, com relação à média do período 1961-90, obtidos em estações meteorológicas de superfície. Observem a tendência negativa da temperatura durante a fase fria da ODP (1947-76) (adaptada de Jones et al., 1999).

1.2. Forçantes Climáticas

O clima da superfície terrestre é determinado por uma gama de interações complexas entre a atmosfera, oceano e continentes que envolvem processos físicos, químicos e biológicos. Pouco se sabe sobre as interações já identificadas e é possível que haja outras interações, e processos, que ainda não foram descobertos. A estabilidade do clima global depende basicamente do equilíbrio radiativo do sistema terra-atmosfera-oceano, ou seja, o fluxo de radiação solar, ou radiação de ondas curtas (ROC), absorvido pelo Planeta, deve ser igual ao fluxo de radiação infravermelha térmica, ou radiação de ondas longas (ROL), emitida pela superfície e atmosfera para o espaço exterior. Em outras palavras, o fluxo de energia radiante que entra deve ser igual ao que sai do sistema (equação 1):

$$ROC = ROL \text{ (Wm}^{-2}\text{)} \quad (1)$$

As forçantes climáticas, que controlam esses fluxos, são de natureza interna e externa ao sistema terra-atmosfera-oceano. O conceito de sensibilidade climática pode ser utilizado para julgar se um processo, que implique na variação de uma forçante, tem impacto significativo no clima, impacto esse avaliado pela variação da temperatura média global. Segundo Hartmann (1994), esse conceito pode ser simplificado para (equação 2)

$$\Delta T_s = \lambda_c \Delta Q \quad (2)$$

onde ΔQ é a variação de uma forçante, em Wm^{-2} , e ΔT_s é a variação da temperatura média global resultante, em graus K ou $^{\circ}C$. Ou seja, se o parâmetro de sensibilidade climática (λ_c), tratado como um parâmetro “totalizador”, for conhecido, a resposta do clima (ΔT_s) à variação de uma dada forçante (ΔQ) pode ser avaliada. Por exemplo, se $\lambda_c = 0,5 K/Wm^{-2}$ e a variação da forçante correspondesse a $2,5Wm^{-2}$, a variação da temperatura média global seria cerca de 1,3 K (ou $^{\circ}C$).

1.3. Forçantes internas

As forçantes internas são os processos inerentes ao sistema terra-atmosfera-oceano e que estão submetidas a mecanismos de compensação ou realimentação do sistema, denominados “feedbacks”. Esses podem ser negativos, quando tendem a se opor a uma perturbação climática e restabelecer o estado de equilíbrio original. São considerados positivos, quando amplificam a perturbação climática e levam o clima a um estado de equilíbrio distinto do original.

Efeito-Estufa

A atmosfera terrestre é composta de gases semipermanentes e gases variáveis, constituintes minoritários da atmosfera. A concentração, por volume, dos gases semipermanentes praticamente não tem variado com o tempo. Dentre esses gases, os mais importantes são nitrogênio (78,0%), oxigênio (21,0%) e argônio (0,9%). Os gases semipermanentes não absorvem radiação de onda longa (ROL) emitida pela superfície. Os gases variáveis, tanto no espaço como no tempo, mais importantes são o vapor d’água (H_2O), que apresenta uma concentração de até 4,0% por volume; o dióxido de carbono (CO_2), atualmente com uma concentração de cerca de 385 partes por milhão por volume (ppmv), ou 0,039%; o metano (CH_4), com 1,7ppmv; o ozônio (O_3) estratosférico, com até 0,5ppmv; e outros gases-traço, como compostos de nitrogênio e CFCs, com concentrações ainda menores. Ao contrário dos gases semipermanentes, esses constituintes minoritários absorvem ROL, emitida pela superfície, seletivamente em algumas faixas do espectro infravermelho térmico – com exceção do vapor d’água, que apresenta absorção contínua em toda a faixa desse espectro – e remitem ROL em direção à superfície e ao espaço exterior. A emissão e remissão de ROL constituem o chamado *efeito-estufa*. Ou seja, o efeito-estufa é a propriedade que a atmosfera terrestre tem de

permitir a passagem de boa parte de *ROC*, que aquece a superfície, e absorver a *ROL* emitida pela superfície e remiti-la em sua direção. Ora, o fluxo de radiação emitido de por um corpo é proporcional à quarta potência de sua temperatura absoluta. Ou seja, corpos com temperaturas mais elevadas emitem mais radiação térmica que os de temperaturas mais baixas. Assim, como as camadas superiores da atmosfera são mais frias, a emissão de *ROL* para o espaço é menor que a emissão das camadas mais baixas em direção à superfície. O efeito resultante é como se a atmosfera “aprisionasse” uma certa parcela de *ROL*, impedindo seu fluxo de escapar totalmente para o espaço exterior. Em princípio, aumentando a concentração de um gás de efeito-estufa (GEE), como o CO_2 , intensificaria o efeito-estufa e elevaria a temperatura da superfície. A resposta a essa elevação de temperatura seria um aumento na evaporação da água superficial. Como o vapor d’água é o GEE mais eficiente, o aumento de sua concentração intensificaria ainda mais o efeito-estufa e, conseqüentemente, aumentaria mais ainda a temperatura da superfície, um “feedback” positivo.

É divulgado amplamente que a concentração de CO_2 vem aumentando ao longo dos anos, aumento esse atribuído às atividades humanas, principalmente pela emissão desse GEE devido à queima de combustíveis fósseis, como petróleo e carvão mineral. Entre 1957-2009, a concentração de CO_2 passou de 315ppmv para 385ppmv, um aumento de cerca de 17,0%. O metano (CH_4), conhecido também como gás dos pântanos, é produzido pela decomposição da matéria vegetal. Assim, o cultivo de arroz alagado e o aumento da pecuária ruminante teriam feito a concentração desse gás – considerado um GEE mais eficiente que o CO_2 – aumentar até cerca de 1,8ppm. Inexplicavelmente, a taxa de crescimento anual da concentração de CH_4 começou a se reduzir a partir de 1998 e passou a ser negativa a partir de 2001. Ou seja, embora as fontes – particularmente as plantações de arroz e número de animais ruminantes – tenham se intensificado, foi observado que o CH_4 está diminuindo em concentração na atmosfera terrestre! Uma possível explicação é que a pressão de saturação desse gás seja uma função muito sensível da temperatura do ar, como é a do vapor d’água, e que uma pequena redução da temperatura da troposfera global acarrete uma redução de sua concentração. Será que o mesmo se dará com o CO_2 , quando esse GEE chegar a uma determinada concentração ou os oceanos se resfriarem?

Em resumo, o efeito-estufa controla o fluxo de *ROL* para fora do Planeta. Se intensificado, reduziria a perda de *ROL* para o espaço exterior e aqueceria o Planeta. Porém, os gases variáveis não são os únicos constituintes do efeito-estufa. Nuvens desempenham um papel importante no efeito-estufa e foram tratadas mais adiante.

Albedo Planetário

Parte do fluxo de *ROC* incidente no Planeta é refletido de volta para o espaço exterior e não participa dos processos internos ao sistema terra-oceano-at-

mosfera. O quociente do fluxo de *ROC* refletido pelo fluxo de *ROC* incidente é denominado *albedo planetário*. A reflexão de *ROC* é resultante do retro-espalhamento pelas moléculas dos gases que compõem a atmosfera, partículas em suspensão, como poeira e aerossóis vulcânicos, cobertura e tipo de nuvens e o albedo da própria superfície terrestre, que é diferente para cada tipo de cobertura superficial. Por exemplo, superfícies de água (oceanos e lagos) refletem de 5 a 10% do fluxo de *ROC* incidente, enquanto neve fresca, gelo e nuvens opticamente profundas refletem de 90 a 95% de *ROC* incidente.

O albedo planetário atual é cerca de 30%, ou seja, 30% do fluxo de *ROC* incidente no Planeta é refletido de volta para o espaço exterior. Varia espacial e temporalmente e depende de forçantes internas, como nuvens por exemplo, e forçantes externas, como aerossóis vulcânicos. A grande erupção do Monte Pinatubo, em 1991, fez com que o albedo planetário tropical aumentasse para cerca de 50% quando de sua intensidade máxima, reduzindo a entrada de *ROC* no sistema e diminuindo a temperatura média do Planeta em cerca de 0,5°C. No início de eras glaciais, o albedo de superfície aumenta devido à expansão inicial da cobertura de gelo e neve. Isso provoca um feedback positivo no sistema, pois, com o aumento do albedo de superfície, o albedo planetário aumenta, e mais *ROC* é rejeitado pelo sistema, fazendo com que a temperatura média global diminua, o que intensifica o crescimento do gelo por sua vez. O processo continua e o lento crescimento da cobertura de gelo age no sentido de resfriar o Planeta e mantê-lo em uma era glacial.

Portanto, o albedo planetário controla a entrada de *ROC* no sistema. Quanto menor for o albedo planetário, maior será o fluxo de *ROC* incidente na superfície e, como consequência, a superfície do globo tende a se aquecer.

Nuvens

Utilizando satélites meteorológicos, é possível medirem-se os fluxos de energia radiante que entram e saem do Planeta e estimar o efeito da cobertura de nuvens total no balanço radiativo global. As observações indicaram que, em média, a presença de nuvens dobra o albedo planetário. Ou seja, a Terra sem nuvens teria um albedo de 15%, comparado com os observados 30%, que incluem a cobertura de nuvens. Isso resulta numa redução de 50Wm^{-2} no fluxo de *ROC* absorvida devido ao albedo planetário. Esse resfriamento é compensado, de uma certa forma, pela intensificação do efeito-estufa pela cobertura de nuvens, que reduz em 30Wm^{-2} a emissão de *ROL* para o espaço. Portanto, nuvens afetam tanto o efeito-estufa quanto o albedo planetário, resultando numa perda de 20Wm^{-2} , ou seja, a presença de nuvens causa resfriamento do Planeta.

O efeito de uma nuvem no balanço radiativo local, ou saldo de radiação, depende das características da nuvem, particularmente de sua altura e profundidade óptica (ou seu inverso, sua transparência). Por exemplo, nuvens de topo baixo, tipo estratiforme, sobre o oceano tende a reduzir o saldo de radiação e resfriar a

superfície localmente. Esse tipo de nuvem tem um albedo alto, porém seu topo baixo emite praticamente o mesmo fluxo de *ROL* que a superfície. Alternativamente, nuvens altas e tênues, do tipo cirro, permitem a passagem de *ROC*, mas absorvem *ROL* fortemente, levando a um aumento do saldo de radiação e da temperatura de superfície, isto é, aquecem o Planeta.

É possível, portanto, que a cobertura e a distribuição dos tipos de nuvens sejam sensíveis ao estado do clima e que, por sua vez, atuem como um mecanismo de feedback altamente relevante sobre o sistema climático. Por exemplo, se uma pequena redução da cobertura de nuvens for tal que haja um aumento de 5,0% em *ROC* à superfície e, ao mesmo tempo, a altura média de seus topos aumentar (topo mais frio) de tal sorte que haja uma redução de 5,0% na emissão de *ROL* para o espaço, isso teria o mesmo efeito na temperatura global que dobrar a concentração de CO_2 , conforme prevêem os modelos de simulação do clima. A propósito, a cobertura e distribuição de tipos de nuvens, simuladas por modelos, ainda é muito insatisfatória e isso pode ter uma influência muito forte em seus resultados. Se um dado modelo tem tendência de gerar nuvens de topo baixo, suas simulações resultariam em resfriamento global. Por outro lado, modelos que geram mais nuvens do tipo cirro tendem a produzir um clima global mais aquecido.

Circulação Geral da Atmosfera

O sistema global dos movimentos atmosféricos é denominado *Circulação Geral da Atmosfera* (CGA), de crítica importância para o clima global. O aquecimento solar desigual dos trópicos em relação aos pólos gera gradientes de temperatura e de umidade e esses, por sua vez, geram a CGA. Esta, em contrapartida, responde transportando calor para os pólos, na tentativa de diminuir os gradientes e reduzir as diferenças de temperatura que se estabeleceriam entre essas duas regiões da Terra na ausência desse transporte.

Para efeitos didáticos, divide-se a CGA tropical em uma componente zonal, chamada Circulação de Walker (CW), e uma componente meridional, denominada Circulação de Hadley (CH). Na CW, os movimentos de ar tendem a distribuir energia dentro dos trópicos, na direção leste-oeste, particularmente energia na forma de calor latente que entra na atmosfera por meio da condensação do vapor d'água resultante dos movimentos de ar ascendentes e formação de nuvens (convecção) sobre os continentes tropicais. Ou seja, os ramos ascendentes da CW estão localizados sobre os continentes que são aquecidos pelo Sol mais rapidamente que os oceanos adjacentes. Atualmente, as três principais fontes de energia para a troposfera terrestre, as chamadas fornalhas da CGA, são a piscina de água quente do Oceano Pacífico Ocidental (Indonésia/Norte da Austrália), a Amazônia e a África Equatorial. Na CH, os movimentos de ar são na direção equador-pólo e transportam calor latente e sensível do equador para as latitudes temperadas. O ramo ascendente da CH é denominado Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), uma faixa zonal em volta do globo em que predominam movimentos convectivos e

liberação de calor latente. Os ramos descendentes da CW e CH formam as altas pressões subtropicais (AS), caracterizadas por inversão térmica, ausência de convecção e de chuva, e que geram as regiões semi-áridas e os grandes desertos. A CGA fora dos trópicos apresenta movimentos essencialmente ondulatórios, de oeste para leste, denominado Ondas de Rossby, caracterizadas por centros de altas e baixas pressões transientes que originam as frentes frias ou sistemas frontais, responsáveis pela precipitação.

As configurações da CGA não são fixas geograficamente no ciclo anual. Apresentam um movimento na direção meridional, se afastam e se aproximam do equador, seguindo o movimento relativo do Sol. Alterações climáticas podem estar associadas a deslocamentos das configurações da CGA de escalas temporais maiores (baixa frequência). Rawson (1908) alertara, por exemplo, que as altas subtropicais do Atlântico Norte e Atlântico Sul apresentavam um deslocamento latitudinal se aproximando e se afastando do equador em um ciclo aparente de 19 anos. Mais recentemente, Molion *et al.* (2004), utilizando dados de Reanálises do NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996), mostraram que a AS do Hemisfério Sul se aproximou do equador durante a fase fria da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e fez com que a Frente Intertropical (FIT), sobre o Continente Africano, se deslocasse mais para o norte de sua posição normal, resultando num deslocamento da borda do Deserto do Sahara para o norte e expansão do Sahel. Desde o início da fase quente da ODP (1977), a AS se afastou do equador e o Deserto do Sahara voltou a se expandir em direção ao equador. Países, com Burkina Faso, Chad, Níger, Eritreia, Mauritânia e Sudão, tiveram terras agricultáveis parcialmente tomadas pela expansão do Deserto. A CGA e a variabilidade espacial e temporal de suas configurações, portanto, são de fundamental importância na determinação dos climas regionais e sua variabilidade.

Circulações Oceânicas

As circulações oceânicas também são de importância singular para a estabilidade do clima global, pois transportam calor sensível das regiões tropicais para as polares e contribuem, juntamente com a CGA, para diminuir os contrastes climáticos entre essas regiões. Porém, não só o transporte de calor deve ser considerado com forçante climática. A Terra apresenta uma proporção de 29% de continentes e 71% de oceanos em sua superfície. Ora, sabe-se que a atmosfera terrestre é aquecida por debaixo. Portanto, os oceanos constituem uma condição de fronteira inferior muito importante para os processos atmosféricos, em particular o Oceano Pacífico que ocupa um terço da superfície terrestre. Alterações nas configurações da temperatura da superfície do mar (TSM), que persistam por um tempo suficientemente longo, certamente devem causar um impacto no clima notável. Atualmente, reconhece-se que existam fenômenos oceânicos capazes de interferir significativamente no clima global.

Dentre esses, o *El Niño* (EN) é o fenômeno oceânico caracterizado pelo aquecimento das águas do Oceano Pacífico Equatorial. O fenômeno apresenta duas fases, uma fase quente (EN propriamente dito) e uma fase fria, denominada *La Niña*. Ocorre com uma frequência variável de 3 a 7 anos, cuja possível causa foi discutida mais abaixo, e tem a duração de cerca de 6 a 18 meses. As anomalias de TSM influenciam a atmosfera sobre elas e modificam o campo de pressão na direção leste-oeste, originando o fenômeno atmosférico denominado *Oscilação Sul* (OS) que, por sua vez, modifica a CGA tropical e interfere no clima global por meio de teleconexões. Sabe-se que os eventos *El Niño-Oscilação Sul* (ENOS) apresentam impactos severos no clima global (ver, por exemplo, CPC, 2006). De maneira geral, em sua fase quente, causam secas nas regiões tropicais e excesso de chuva nos extratropicais, o oposto ocorrendo em sua fase fria. Christy e Spencer (1992), utilizando dados do sensor Microwave Scanning Unit (MSU), a bordo de satélites, mostraram que a fase quente (fria) do ENOS causa um aquecimento (resfriamento) global. Em Abril de 1998, no auge do ENOS mais forte do século passado, a temperatura média global foi cerca de 0,75°C acima da média, enquanto ficou cerca de -0,5°C abaixo da média em Setembro de 1984 durante o forte evento *La Niña* de 1984-1985. Molion (2003) explicou que o aquecimento (resfriamento) global pode ser devido à intensificação (enfraquecimento) do efeito-estufa, particularmente pela variação de vapor d'água e alterações na cobertura e tipo de nuvens, sobre uma imensa área no Pacífico Equatorial afetada pelo aquecimento das águas superficiais.

Mantua *et al.* (1997) demonstraram a existência de uma variabilidade de longo-prazo na configuração das TSM do Oceano Pacífico, semelhante ao ENOS, e que foi denominada *Oscilação Interdecadal* ou *Decadal* do Pacífico (ODP). Em geral, os eventos ENOS persistem, como foi dito, por 6 a 18 meses, enquanto os da ODP duram 20 a 30 anos. Como o ENOS, a ODP apresenta duas fases. A fase fria é caracterizada por anomalias negativas de TSM no Pacífico Tropical e ao longo da costa oeste das Américas e anomalias positivas nos extratropicais. A última fase fria ocorreu no período 1947 a 1976. A fase quente apresenta configuração oposta, com anomalias positivas no Pacífico Tropical e negativas fora dos trópicos (figura 1.2). A ocorrência e duração das fases da ODP foram mostradas na figura 1.3. A última fase quente começou em 1977 e há um consenso que tenha terminado em 1998. Desde então, a ODP está mergulhada em uma nova fase fria, que deve durar pelos próximos 20 anos. As causas da ODP não são conhecidas ainda e seus impactos no clima são assunto de investigação corrente.

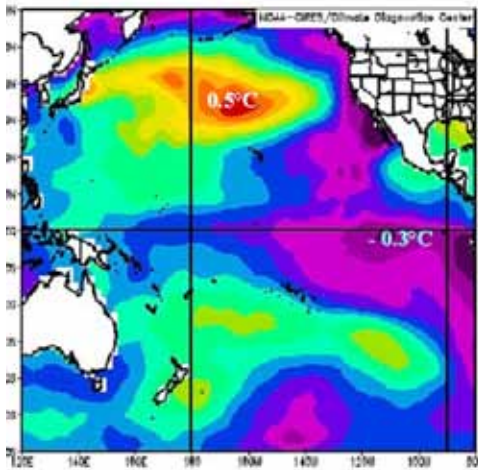


Figura 1.2.a. Área de atuação da Oscilação Decadal do Pacífico. Fase fria. Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA.

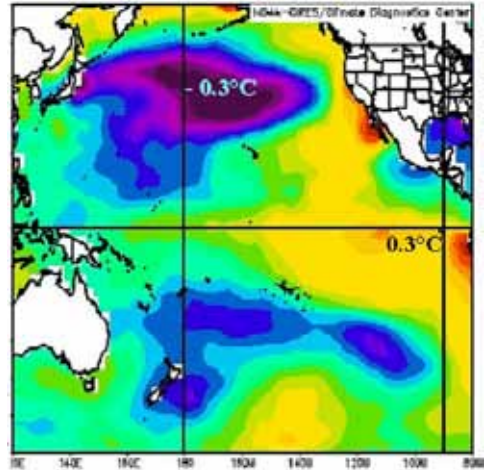


Figura 1.2.b. Área de atuação da Oscilação Decadal do Pacífico. Fase quente. Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA.

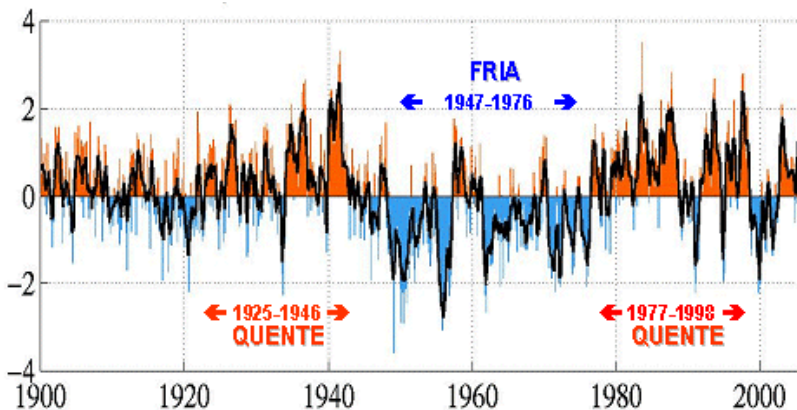


Figura 1.3. Série temporal do Índice de ODP (adaptada de Mantua et al., 1997).

É notória a estranha coincidência que existe entre as fases da ODP e a ocorrência de períodos de aquecimento e resfriamento global. Na figura 1.1, na qual se apresentou a variação temporal das anomalias da temperatura do ar média global anual dos últimos 150 anos, vê-se que o Planeta, até cerca de 1925, esteve mergulhado na chamada “Pequena Era Glacial”, que teve seu início por volta dos anos 1250 DC. A partir de 1925, a temperatura média global aumentou cerca de $0,37^{\circ}\text{C}$ até 1946, coincidindo com a fase quente da ODP. Esse aquecimento, tanto dos oceanos como da atmosfera, provavelmente tenha sido devido à atividade solar intensa na primeira metade do século passado, conforme será visto adiante. Em seguida, o

Planeta apresentou um arrefecimento de $-0,14^{\circ}\text{C}$, correspondente à fase fria (1947 a 1976). É no mínimo intrigante que esse decréscimo tenha ocorrido pós - Segunda Guerra Mundial, quando se deu início à globalização, aumento da industrialização e do consumo de petróleo. E, mais recentemente, registrou-se um novo aumento, de cerca de $0,32^{\circ}\text{C}$ entre 1977 e 1998, período da segunda fase quente da ODP no século passado. Esse último aquecimento tem sido atribuído às emissões de CO_2 por meio da queima de combustíveis fósseis. Molion (2003), utilizando o Índice Multivariado de ENOS (IME), elaborado por Wolter e Timlin (1998), mostrou que a frequência e intensidade de eventos La Niña foram maiores durante a fase fria da ODP, enquanto os eventos El Niños mais intensos ocorreram durante sua fase quente, no período 1977-1998 (figura 1.4).

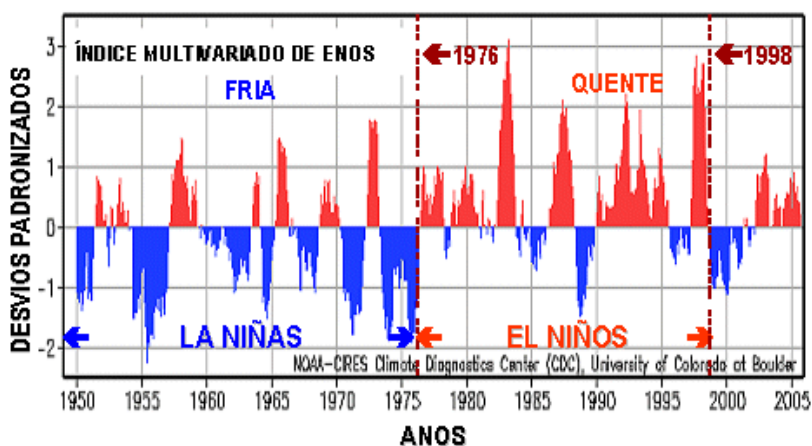


Figura 1.4. Série temporal do Índice Multivariado de ENOS (adaptada de Wolter and Timlin, 1998).

Apesar do desenvolvimento tecnológico, ainda não se conhece, com a precisão adequada para se entender a variabilidade climática regional, o fluxo total de calor transportado pelas correntes oceânicas. Não é possível, com a tecnologia existente, medir fisicamente esses fluxos de calor. Eles são inferidos a partir da diferença entre o balanço radiativo, obtido com precisão aceitável por meio de satélites, e o transporte atmosférico – notem – também feito por estimativa, para cada faixa latitudinal. Sellers (p. 117, 1965) escreveu: “Estimativas anteriores sugeriam que as correntes oceânicas pudessem ser responsáveis, *no máximo*, por cerca de 10% do transporte meridional total; contudo, dados mais recentes, apresentados aqui, indicaram um valor próximo de 25% no Hemisfério Norte e 20% no Hemisfério Sul. Embora a maior parte desse transporte ocorra em latitudes baixas, ele ainda *pode* ser um fator climático importante para todo o globo”. As estimativas modernas resultaram em estimativas de transporte de calor de 50% no Hemisfério Norte, ou seja, metade do transporte feito pela atmosfera e a outra metade pelos oceanos, porém com uma incerteza de 30%, o que é inadmissível

quando se discute variabilidade climática, particularmente a regional.

O transporte de calor, realizado pelas correntes marinhas localizadas nos contornos oeste dos oceanos, para as regiões extratropicais e polares, é importante não só para os climas costeiros como também para o próprio clima global. Especificamente, o calor sensível transportado aumenta as TSM e os ventos de oeste, em contato com a superfície do oceano, advectam calor para dentro dos continentes. Em adição, com TSM elevadas, mais calor é emitido para o espaço exterior na forma de energia radiante, já que o efeito-estufa das regiões polares e subpolares é fraco, em função da baixa concentração de vapor d'água nessas regiões. Dessa forma, essas regiões atuam como reguladoras do clima global, ou seja, um mecanismo de feedback negativo. Considerando a densidade populacional, destacam-se aqui duas correntes quentes principais. A Corrente do Golfo no Atlântico Norte e a Corrente de Kuroshio, ao longo da Costa Asiática e Japão, no Pacífico Norte. Como exemplo, será considerada apenas a primeira. A Corrente do Golfo leva o calor para a faixa de 40°N-50°N e, daí, parte do calor é transportado pela Corrente da Noruega (North Atlantic Drift = NAD) para o Ártico e latitudes polares. A figura 1.5 foi gerada com dados de TSM do conjunto de Reanálises do NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996) para um domínio geográfico imediatamente ao sul da Groelândia (50°N-60°N; 40°W-50°W) e mostra a evolução temporal dos desvios de TSM padronizados para os meses de Fevereiro (inverno) e Agosto (verão).

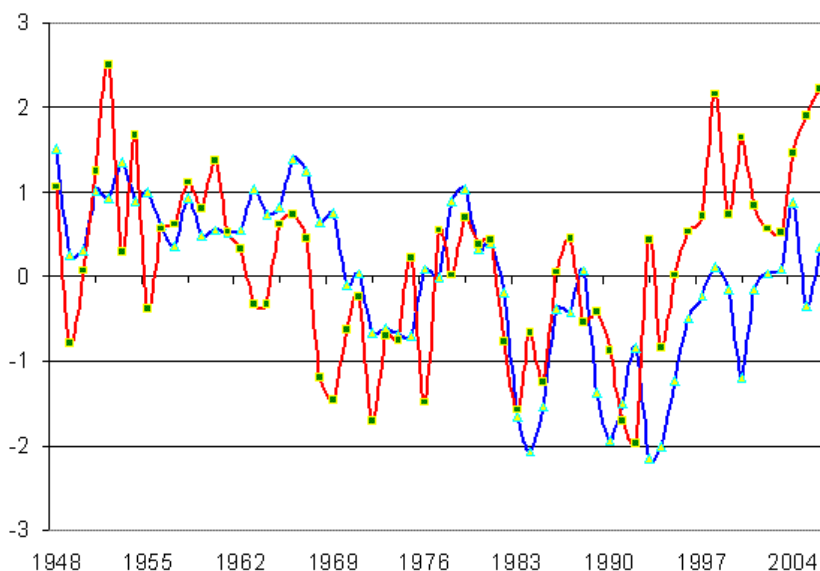


Figura 1.5. Desvios padronizados da TSM ao sul da Groelândia (50°N-60°N; 40°W-50°W) para Fevereiro (azul) e para Agosto (vermelha). Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA.

Para Fevereiro, observa-se que os desvios foram positivos até o final da década de 60, o que deve ter contribuído para a redução do gelo do Ártico. Os desvios se mantiveram negativos, em média, até cerca de 1998, período no qual a cobertura de gelo se restabeleceu, e mostraram uma tendência crescente nos últimos anos, em que a cobertura de gelo voltou a diminuir. Com relação a Agosto, os desvios se tornaram negativos já no início dos anos 60, sugerindo um adiantamento na resposta da TSM de verão de cerca de 6 a 7 anos com relação a do inverno, e se tornaram positivos a partir de 1995. Análise pela técnica de ondeletas (*wavelets*) dessa série indicou um ciclo aparente de cerca de 20 anos. Isso sugere que as TSM subpolares devam permanecer acima da média pelos próximos 5 a 7 anos, reduzindo a cobertura de gelo no Ártico e causando invernos mais húmidos e verões mais quentes (ondas de calor) na Europa Ocidental. Em adição, devido TSM mais elevadas, notou-se uma tendência positiva na emissão de ROL sobre a Escandinávia, com anomalias nos anos 1950 inferiores a -10Wm^{-2} e as atuais superiores a $+10\text{Wm}^{-2}$, com relação à média do período 1948-1998. A tendência de Agosto apresentou um coeficiente angular maior que a de Fevereiro.

1.4. Forçantes externas

Forçantes externas são processos físicos e químicos que ocorrem independentemente dos processos do sistema terra-atmosfera-oceano, ou seja, variações climáticas não têm influência alguma sobre as forçantes externas. Essas forçantes afetam, primeiramente, o fluxo de radiação solar que atinge o Planeta Terra. Porém, é possível que outras forçante, como forças gravitacionais, também tenham um papel relevante nas alterações climáticas. Sem receio de exagerar, dir-se-ia que o clima da Terra é um produto de toda fenomenologia que ocorre no Universo!

Radiação Solar

O Sol é a principal fonte de energia para os processos biogeofísicos que ocorrem na Terra. Nas mais variadas escalas de tempo, qualquer fenômeno que interfira com o fluxo de radiação solar de ondas curtas (ROC), quer incidente quer refletido, altera o clima do Planeta. Se a poeira densa de uma estrela que explodiu, por exemplo, há 15 milhões de anos, passar entre o Sol e a Terra, essa poeira cósmica reduziria entrada de ROC e resfriaria o sistema terra-atmosfera-oceano. Similarmente, fenômenos geofísicos, como a deriva continental, podem modificar a distribuição de ROC na superfície, alterar a CGA e, conseqüentemente, o clima. Por exemplo, há 200 milhões de anos, todos os continentes, incluindo a Antártica, estavam agrupado nos trópicos formando a *Pangea* e não havia extensa cobertura de gelo. Certamente, o albedo planetário era menor e um fluxo maior de ROC adentrava o Planeta. A CGA, particularmente a Circulação de Walker, teria uma configuração completamente distinta da atual, com gradientes de temperatura e de umidade, e os resultantes transportes de calor em direção aos pólos, também diferentes dos atuais.

No último milhão de anos, há evidências que a Terra tenha passado por 9 Eras Glaciais que duraram, aproximadamente, 100 mil anos cada e foram interrompidas por períodos mais quentes, denominados Interglaciais, com cerca de 10 mil anos de duração. Essas alterações climáticas, em escalas de tempo milenar, parecem estar ligadas aos chamados *Ciclos de Milankovich* que fazem variar o fluxo de ROC e que, acredita-se, seriam responsáveis pelas eras glaciais. Esses ciclos referem-se às variações da órbita da Terra em torno do Sol. A elipticidade da órbita terrestre varia de 0,001, praticamente circular, a 0,057, levemente elíptica, sendo 0,017 no presente, num período de cerca de 100 mil anos. Com órbita mais elíptica, em princípio, a amplitude anual do fluxo de ROC é maior, com maior contraste entre o verão e inverno devido ao aumento da distância Sol-Terra. A inclinação de seu eixo de rotação com relação ao Plano da Eclíptica varia entre 21,5° e 24,5°, presentemente cerca de 23,5°, num período de 42 mil anos. Essa inclinação, ou obliquidade, determina os círculos tropicais e os polares. Com inclinação menor (21,5°), a área geográfica, compreendida pelos círculos polares, diminui, menos ROC é absorvida e a cobertura de gelo tende a aumentar. Já, com maior inclinação, aumenta a área e a energia absorvida e o gelo tende a se fundir. O terceiro ciclo de Milankovich é o da precessão, ou bamboleio, do eixo de rotação num período de cerca de 22 mil anos, também denominado precessão dos equinócios. Esse movimento do eixo, descrevendo um cone no espaço, faz com que, atualmente, o Hemisfério Sul (HS) esteja mais próximo do Sol no periélio. Como o HS apresenta uma fração muito pequena de continentes, particularmente fora dos trópicos, o fluxo adicional de ROC pode estar sendo distribuído pelas correntes marinhas e não estar produzindo contrastes notáveis de temperatura e de umidade. O oposto possivelmente ocorrerá no Hemisfério Norte (HN) daqui a cerca de 10 mil anos, quando o HN, com maior massa continental nos extratropicos, estiver mais próximo do Sol no periélio. Em resumo, os efeitos da variação dos parâmetros orbitais em ROC, revelam sua importância na distribuição latitudinal e sazonal de ROC. A variação da elipticidade, por ser muito pequena parece ter um efeito pequeno sobre ROC. Porém, a obliquidade e a precessão do eixo de rotação podem produzir, cada uma isoladamente, variações de até 15% em ROC, particularmente em latitude elevadas no verão. Ou seja, o efeito combinado dos 3 parâmetros orbitais seria responsável por variações de até 30% em ROC em latitudes elevadas durante o verão, alterando a CGA e o clima substancialmente.

Contudo, considerando a longevidade humana, o interesse se volta para oscilações solares com escalas de tempo pequenas. O Sol apresenta *manchas* em sua superfície. As manchas solares são regiões mais frias, com cerca de 1500°C a menos que suas vizinhanças, na periferia das quais ocorrem grandes explosões (*faculae*) que aumentam a produção de energia solar e, ao mesmo tempo, produzem um plasma (vento solar, composto de prótons de hidrogênio e hélio) que se expande em todas as direções do Sistema Solar, atingindo a Terra. Relatos de manchas solares foram encontrados já nas civilizações antigas, como Egípcia e Chinesa.

Dados esparsos, e não muito confiáveis, indicaram que a atividade solar foi muito baixa durante o período 1645 a 1715. Esse período, de praticamente ausência de manchas, coincidiu com a chamada “Pequena Era Glacial” notada na Europa, e isto sugere que pequenas variações da atividade solar, com duração de algumas décadas, tenham impacto sensível sobre o clima terrestre. O *Ciclo de Manchas* apresenta um período médio de cerca de 11 anos, nos quais o número de manchas cresce e atinge um máximo nos primeiros 4 anos, e decai para algumas poucas manchas, ou nenhuma, nos 7 anos seguintes. As medidas feitas com radiômetros a bordo de plataformas espaciais sugerem que exista uma variação da ordem de 0,1% a 0,2% no fluxo total de ROC entre um máximo e um mínimo de atividade solar, ou seja, uma variação de cerca de 1,3 a 2,6Wm⁻². Há quem afirme que essa variação é muito pequena para influenciar o clima! A aplicação da Equação 2 acima sugere que a temperatura média global possa variar entre cerca de 0,4°C e 0,9°C, considerando o albedo planetário igual a 30%. Em adição, convém lembrar que se têm apenas 2 ciclos solares observados por satélites e que número máximo de manchas de cada ciclo tem variado ao longo dos quase 300 anos de observações, constituindo um ciclo de cerca de 90 anos, que foi denominado *Ciclo de Gleissberg*. Os mínimos de Gleissberg têm ocorrido no início de cada século. No século passado, o menor máximo de manchas do ciclo de 11 anos ocorreu em 1906, seguido do maior máximo já observado em Setembro de 1957, e, desde então, os máximos têm diminuído. A diferença do fluxo de ROC entre o mínimo e o máximo do Ciclo de Gleissberg passado pode ser maior do que os percentuais mencionados acima e é amplamente aceito que o aumento da atividade solar na primeira metade do século passado possa ter sido a causa do aquecimento global, tanto atmosférico como oceânico, observado principalmente no período 1925-1946. Se o Sol mantiver o mesmo comportamento dos últimos 300 anos, os próximos 2 ciclos de manchas, entre 2006 a 2028, serão menos ativos, ou seja, apresentarão uma pequena redução no fluxo de ROC e o clima poderá sofrer um ligeiro resfriamento nesse período.

Aerossóis Vulcânicos

Erupções vulcânicas violentas injetam grande quantidade de material diretamente na estratosfera, que é uma camada muito estável. Se o material for rico em dióxido de enxofre (SO₂), este se oxida e forma gotículas de ácido sulfúrico, denominadas *aerossóis*, que permanecem na estratosfera por 3 a 4 anos. Esses aerossóis interagem com o fluxo de ROL mas mais significativamente com o de ROC. Por serem altamente refletores, os aerossóis aumentam o albedo planetário e resfriam o Planeta. A erupção do Monte Pinatubo, Filipinas, em 1991, produziu um forçamento negativo de $\Delta Q = -4\text{Wm}^{-2}$ durante seu pico, o que resultou numa redução da temperatura média global de cerca de 0,5°C. Felizmente, o resfriamento do Planeta em resposta a uma erupção violenta, é bastante modesto, de alguns poucos décimos de graus, devido à grande capacidade térmica dos oceanos que atuam como reguladores climáticos. Porém, uma seqüência de erupções, espa-

çadas a cada 4 a 5 anos, poderia exercer um impacto sensível no clima. O Século XIX, por exemplo, foi marcado por uma frequência alta de grandes erupções, dentre as quais a do Tambora (1815) e a do Krakatoa (1883) merecem destaque. É possível, pois, que a pequena Era Glacial tenha se estendido até início do século passado devido à atividade vulcânica intensa.

Forças Gravitacionais

O Sol exerce uma atração gravitacional sobre o sistema terra-atmosfera-oceano igual à metade da atração lunar. Essas forças se somam ou se cancelam parcialmente dependendo da posição relativa dos astros. As marés provocadas na atmosfera terrestre pelo Sol e Lua praticamente são desprezíveis, não excedendo alguns décimos de hectopascals (hPa). Porém, sobre os oceanos, a Lua pode produzir marés que, eventualmente, venham a impactar o clima global. O eixo de rotação da Lua apresenta uma inclinação de cerca de $5,1^\circ$ com relação ao Plano da Eclíptica – que contém o Sol e os planetas – enquanto o da Terra apresenta $23,5^\circ$. Durante um período de 9,3 anos, a declinação lunar se soma à terrestre, apresentando um deslocamento latitudinal máximo de $28,6^\circ$ relativamente à Terra e, portanto, atuando sobre os oceanos fora da região tropical, entre $28,6^\circ\text{N}$ e $28,6^\circ\text{S}$. Existem pequenas variações orbitais que fazem com que a Lua exceda essas latitudes, como ocorreu em 2006, em que atingiu $29,1^\circ$ de latitude. Nos 9,3 anos seguintes, essas declinações se subtraem e a Lua passa atuar dentro da região tropical apenas, entre $18,1^\circ\text{N}$ - $18,1^\circ\text{S}$. Convém lembrar que o período de translação da Lua relativo à Terra é cerca de 28 dias, ou seja, em sua declinação máxima relativa, a Lua se desloca com uma velocidade aproximada de 4° de latitude por dia. O ciclo se completa em cerca de 18,6 anos. Maksimov e Smirnov (1965) estimaram, teoricamente, que o nível do Oceano Atlântico Norte, entre 45°N - 75°N , variaria de 65mm para cima e para baixo durante o máximo e o mínimo de declinação, respectivamente. Essa variação está sendo confirmada pelo sensor TOPEX, a bordo dos satélites Poseidon e Jason. Häkkinen (2001) afirmou que a Corrente do Golfo nas latitudes subtropicais “afundou” cerca de 120mm em 1995/1996. Esse período correspondia a um mínimo de declinação. Posteriormente, Häkkinen e Rhines (2004) sugeriram que ocorreram alterações significativas nas duas décadas passadas, com aumento da superfície do mar e enfraquecimento de até 20% da circulação do giro subpolar (50°N - 65°N) nos anos 1990. Estudos anteriores tinham proposto que os ventos resultantes da Oscilação do Atlântico Norte (NAO) influenciariam as correntes do giro subpolar. Os estudos citados sugerem que a troca de calor entre oceano-atmosfera podem ser o mecanismo físico principal do enfraquecimento das correntes. Segundo esses autores, o giro polar pode levar 20 anos para completar sua rota. Em 2006, um máximo de declinação lunar, notou-se, inspecionando as imagens do satélite Jason, obtidas no sítio de Jet Propulsion Laboratory (JPL/NASA, USA), que o Atlântico Norte apresentou um aumento de seu nível de cerca de 140 mm .

Portanto, o ciclo de declinação lunar parece alterar o gradiente hidráulico dos oceanos, particularmente no Atlântico Norte por ser uma bacia estreita e fechada ao norte, e isso fazer variar a velocidade das correntes marinhas e o transporte de calor para regiões fora dos trópicos. A alteração mais recente teria acontecido em 1995/1996. De fato, observa-se que as TSM no sul da Groelândia apresentaram desvios positivos a partir dessa data (figura 1.5). Como resultados, tem sido observado um derretimento no gelo do Ártico, aumento na frequência de ondas de calor na Europa Ocidental e maior emissão de ROL sobre a Escandinávia. Em adição, o aumento das TSM no inverno, associado à conseqüente interação oceano-atmosfera, poderá intensificar a Baixa da Islândia e alterar a NAO. É possível, também, que a ODP seja resultante desse ciclo lunar. Nos próximos 4 a 6 anos, a Lua voltará a atuar dentro da região tropical, o que poderá alterar, novamente, a velocidade das correntes marinhas e o transporte de calor em direção aos pólos, modificando a troca de calor oceano-atmosfera e colaborando para alterar o clima. Convém notar que regimes de precipitação em várias partes do mundo, como África do Sul, Centro-Oeste da Argentina e Sahel, apresentam um ciclo de alternância de períodos secos e chuvosos correspondente a 19 anos! Conforme mencionado anteriormente, Rawson, em 1908, já sugerira que os anticiclones subtropicais de ambos hemisférios teriam um ciclo de deslocamento de 19 anos.

1.5. Variabilidade do clima de Portugal

A variabilidade do clima de Portugal, e os impactos associados, foram discutidos à luz da variabilidade do fenômeno ENOS (interanual) e da ODP (interdecadal). Para tanto, foram utilizados dados de reanálises do NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996) das principais variáveis meteorológicas que determinam o clima regional. Para temperatura do ar e precipitação, em adição, utilizou-se o conjunto dados da Universidade de Delaware (UDEL), que é constituído por dados observados e dispostos em pontos de grade, com resolução de $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$. Para obtenção dos dados, bem como suas respectivas cartas, foi utilizado o sitio do ESRL/PSD/NOAA.

El Niño-oscilação sul

Foi feita uma composição de eventos ENOS desde 1950 até o presente com dados da UDEL. Os anos dos eventos El Niño (EN) e La Niña (LN) foram selecionados da relação existente no sitio do Climate Prediction Center (CPC/NCEP/NOAA, 2006). Na figura 1.6, mostrou-se o impacto do ENOS na precipitação de Portugal. Constatou-se que o País não sofre grande impacto quando da ocorrência dos eventos EN. Exceto o Centro-Leste, compreendido pelas regiões Guarda, oeste de Beiras e norte do Alentejo, todo Portugal apresenta uma redução média anual de até cerca de 100mm/ano, o que corresponde a menos de 10% da média anual. Durante os eventos La Niña, porém, a redução de precipitação foi generalizada, com o Centro-Leste apresentando reduções superiores a 150mm/ano.

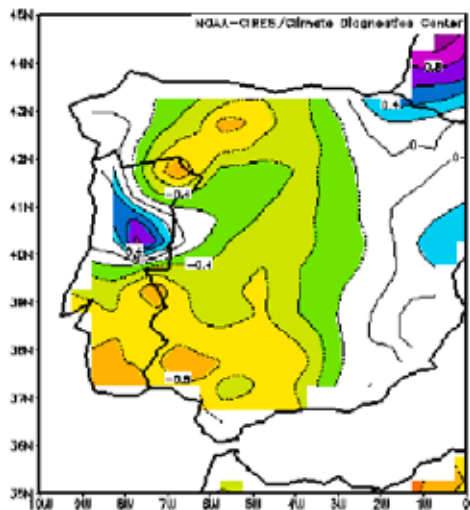


Figura 1.6.a. Desvios de precipitação em anos de eventos El Niño com relação à média 1950-1999. Fonte dos dados: UDEL/ ESRL/PSD/NOAA.

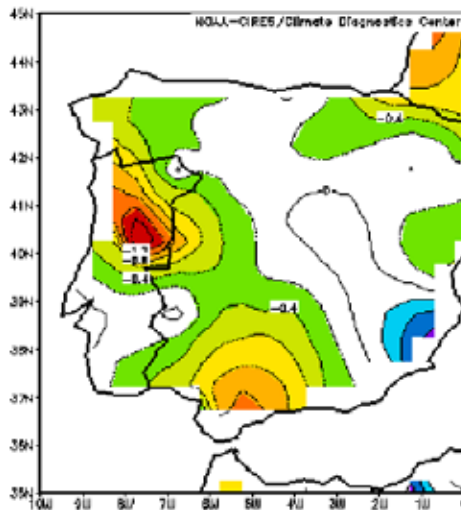


Figura 1.6.b. Desvios de precipitação em anos de eventos La Niña com relação à média 1950-1999. Fonte dos dados: UDEL/ ESRL/PSD/NOAA.

Durante os EN, em geral, a temperatura do ar apresentou anomalias positivas de cerca de $0,2^{\circ}\text{C}$, com exceção do Centro-Oeste. Nos eventos LN, entretanto, todo o País apresentou anomalias negativas médias de até $-0,4^{\circ}\text{C}$ no Nordeste.

Oscilação Decadal do Pacífico

As análises foram feitas para as fases fria (1948-1976) e quente (1977-1998) da ODP, utilizando os dados de Reanálises do NCEP/NCAR. O período 1999-2006 foi utilizado como teste de tendência do clima futuro. As anomalias de TSM padronizadas foram ligeiramente negativas (positivas) na Costa Portuguesa durante a fase fria (quente) da ODP. Na figura 1.7, na qual se apresentou a variabilidade da TSM num domínio geográfico de 35°N - 45°N e 10°W - 20°W , notou-se, mais detalhadamente, que as anomalias, tanto de inverno (Fevereiro) como de verão (Agosto), foram negativas no período 1967-1995 aproximadamente. A partir de 1999, as TSM de verão tornaram-se positivas, com tendência crescente e valores altos principalmente no período Agosto-Outubro, em que os desvios foram superiores a $0,4^{\circ}\text{C}$. Esse aumento de TSM parece ser resultante do aumento de transporte de calor pela Corrente do Golfo para a Costa Portuguesa.

As maiores diferenças de pressão ao nível médio do mar (PNM) foram registradas no período Novembro - Março. A análise da variação da PNM, ao longo do período de estudo, mostrou que os desvios padronizados de PNM apresentaram uma tendência decrescente até 1976 e, posteriormente, aumentaram. A média da PNM durante a fase fria foi igual a $1015,7\text{hPa}$, contra $1018,0\text{hPa}$ da fase quente, com

desvios padrões semelhantes. Nos últimos anos (1999-2006) a pressão média anual apresentou tendência de queda. Porém, continua a apresentar valores mais altos durante os meses de inverno (Novembro-Fevereiro), com quedas acentuadas em Março e Outubro.

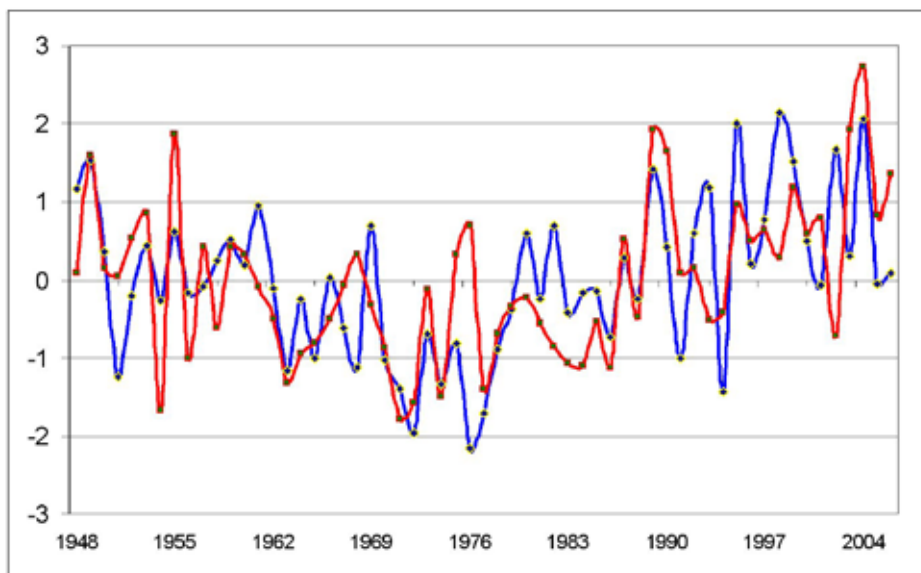


Figura 1.7. Desvios padronizados de TSM para a Costa Portuguesa, num domínio geográfico de 35°N-45°N; 10°W-20°W, para os meses de Fevereiro (azul) e Agosto (vermelha). Fonte do dados: ESRL/PSD/NOAA.

A temperatura do ar apresentou tendência linear crescente durante todo o período, com uma inclinação maior durante o verão, entre Maio e Agosto. Na figura 1.8, mostraram-se os desvios médios mensais da temperatura do ar (°C) durante as fases fria e quente da ODP. Observou-se que, durante a fase fria (quente), os desvios foram negativos (positivos), particularmente durante o inverno. Nos últimos anos, o mês de Junho, em particular, tem apresentado desvios positivos de temperatura do ar superiores a 1,5°C, com relação à média desse mês no período 1948-1998. Esses desvios podem estar relacionados ao aumento observado das TSM. Os ventos de oeste, em contato com a superfície do mar, trariam mais calor sensível para o continente. Entretanto, os meses Novembro a Fevereiro (inverno) têm apresentado temperaturas médias ligeiramente inferiores, de até 0,5°C, à média de longo prazo. Esse fato pode estar ligado ao aumento de PNM observado, ou seja, um deslocamento da Alta dos Açores que, em seu posicionamento atual, estaria bombeando mais ar frio em seu flanco leste, o que está coerente com o aumento da componente meridional do vento em 850hPa, que tem sido de norte e mais intensa (-1,3m/s) que a média da fase quente da ODP (-0,4m/s). O aumento da PNM no inverno, também, faz com que a componente zonal (ventos de oeste)

em 850hPa seja mais fraca. Os dados de Reanálises indicaram redução, com intensidade média de 2,2m/s, comparada com a média durante a fase quente da ODP, de 3,4m/s. Uma das conseqüências práticas é a redução do potencial eólico e redução da geração de energia elétrica.

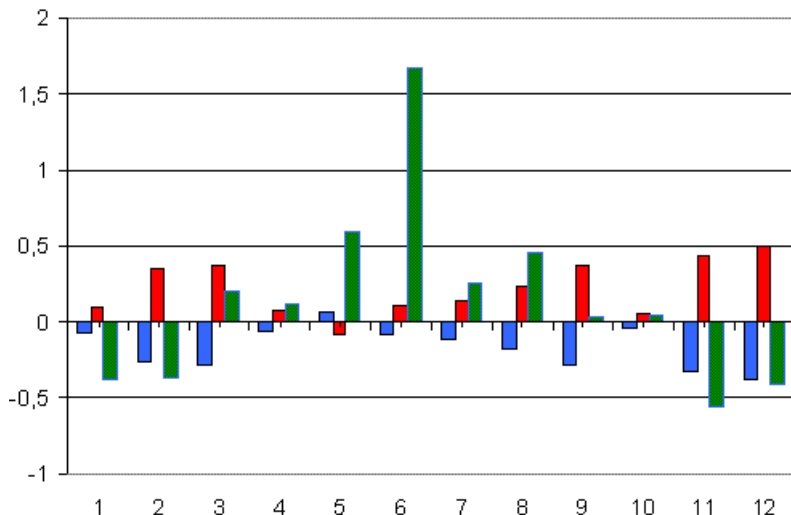


Figura 1.8. Desvios de temperatura do ar média mensal (°C) para o Território Português durante as fases fria (azul) e quente (vermelha) da ODP, com relação à média 1948-1998. Os desvios recentes (verde) são relativos ao período 1999-2006. Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA.

Durante a fase fria da ODP, a tendência da precipitação pluvial foi decrescente. Essa tendência se inverteu a partir de 1977. Na figura 1.9, mostrou-se a diferença entre as fases quente e fria da ODP, elaborada com o conjunto de dados observados da UDEL.

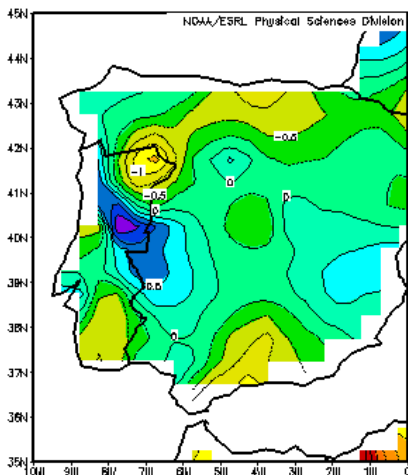


Figura 1.9. Diferença da precipitação entre a fase quente e a fase fria da ODP para a estação chuvosa (Novembro-Fevereiro). Fonte dos dados: UDEL/ESRL/PSD/NOAA.

Vê-se que o Noroeste do País apresentou uma ligeira redução, cerca de 120mm/ano, entre as fases quente e fria. Já o Centro-Leste, mostrou um comportamento oposto, com um aumento superior a 120mm/ano. No ciclo anual, os dados de Reanálises sugeriram que houve uma alteração em sua distribuição mensal nos últimos anos (1999-2006). Nos meses de Março e de Setembro a Dezembro, particularmente Outubro, houve aumento com relação à média 1948-1998, enquanto os meses de Janeiro e, em especial, Fevereiro, sofreram reduções mais acentuadas. Os meses de Maio a Julho também apresentaram reduções, com destaque para Junho (figura I.10).

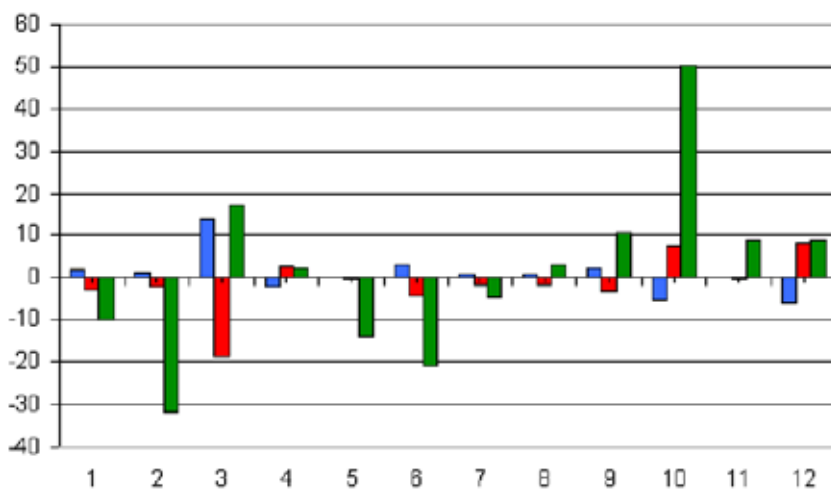


Figura I.10. Desvios de precipitação (mm/mes) para Portugal durante as fases fria (azul) e quente (vermelha) da ODP, relativos à média 1948-1998. Os desvios recentes (verde) são relativos ao período 1999-2006. Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA.

O incremento de precipitação recente nos meses de Agosto a Dezembro está coerente com o aumento de TSM ao longo da Costa Portuguesa. A redução da precipitação em Junho, associada ao aumento da TSM, pode ter sido responsável pela temperatura do ar mais elevada nos últimos anos. A radiação solar absorvida na superfície é, em média, repartida entre calor latente (evaporação) e calor sensível (aquecimento do ar). Com a redução da evaporação, sobra mais calor sensível para aquecer o ar.

Foram feitas composições da precipitação observada no período de Novembro a Fevereiro nos eventos El Niño (EN) e La Niña (LN) para as fases fria e quente da ODP, respectivamente. A composição dos eventos EN da fase fria foi caracterizada por anomalias de precipitação positivas, superiores a 100mm no período em todo o País. Para os eventos EN da fase quente, entretanto, ocorreram pequenas reduções, particularmente no Nordeste do País, que registrou uma anomalia negativa média de cerca de 40mm. O Centro-Leste teve um comportamento oposto,

com uma anomalia pequena, mas positiva, de cerca de 20mm. A composição da precipitação dos eventos LN da fase fria, na mesma estação do ano, foi marcada por reduções de até 120mm no Centro-Leste. Já nos LN da fase quente, os desvios foram positivos, apresentando excessos de chuva superiores a 80mm no Centro e Sul do Território Português. Análises semelhantes, feitas para a temperatura do ar, não mostraram diferenças significativas entre os eventos EN e LN de ambas as fases da ODP.

1.6. Considerações Finais

Ênfase exagerada tem sido dada ao dióxido de carbono (CO_2) como gás de efeito-estufa. Hieb e Hieb (2006) afirmaram que o CO_2 antropogênico contribuiu apenas 0,117% para a intensificação do efeito-estufa, e todos os gases antropogênicos somados, com cerca de 0,28%. Há alguns anos, escreveu-se que o metano (CH_4) é um gás de efeito-estufa mais eficiente que o próprio CO_2 e que sua concentração estaria aumentando também devido às atividades humanas. Contudo, a partir de 1998, sua taxa de crescimento anual começou a diminuir misteriosamente, tornando-se negativa a partir de 2001. É possível que a concentração desse gás esteja diminuindo em resposta a um arrefecimento da troposfera global ainda não-detectável pela instrumentação disponível. Segundo Christy e Spencer (2004), a tendência da temperatura média global da troposfera nos últimos 25 anos foi de apenas $+0,08^\circ\text{C}$ por década de acordo com os dados de MSU. Já a tendência estimada das estações de superfície foi significativamente maior, igual a $0,32^\circ\text{C}$ (figura 1.1). Considerando que a maioria das estações meteorológicas de superfície, utilizadas para elaborar a figura 1.1, se encontram no Hemisfério Norte – hemisfério que apresenta uma fração continental maior e muito suscetível à variação de ROC e ao transporte de calor pelas correntes oceânicas – e que os dados de temperatura do ar possam, em adição, estar “contaminados” pelo efeito de **ilha de calor**, é possível que essa tendência não represente a verdadeira variabilidade do clima em nível global. Um fato curioso notado neste estudo, foi que a emissão de radiação de onda longa para o espaço exterior (ROLE) sobre a Escandinávia apresentou aumento superior a 20Wm^{-2} ao longo dos últimos 50 anos. Ora, como a concentração de CO_2 aumentou nesse período, e é dito que sua razão de mistura é uniforme globalmente, era de se esperar que o efeito-estufa sobre a Escandinávia tivesse se intensificado, reduzindo ROLE, o que parece não estar de acordo com as observações. Convém recordar que os Modelos de Circulação Geral (MCG), utilizados para simular as alterações climáticas divulgadas, apresentam muitos problemas e podem estar amplificando a resposta com relação ao aumento de CO_2 . Dentre esses problemas, destaca-se a extrema dificuldade de se simularem mecanismos de feedback, principalmente os negativos, como cobertura e tipo de nuvens por exemplo, que são cruciais para a estabilidade do clima global. Outro aspecto muito importante é que não se leva em conta a variabilidade das forçantes externas, como a absorção de radiação solar pelo sistema terra-atmosfera-oceano,

numa simulação de 100 anos de tempo de integração nos MCGs. E viu-se que a produção de energia do Sol varia um ciclo de 90 anos, podendo superar os 0,1 a 0,2% de variação que ocorre dentro de um ciclo de 11 anos. Recorda-se que é amplamente aceite que a Pequena Era Glacial, registrada na Europa, coincidiu com um período, até um tanto recente, em que o Sol apresentou uma atividade muito abaixo da atual, que parece ter sido a mais intensa em toda série histórica registrada.

O conhecimento que se tem sobre as circulações oceânicas e o transporte de calor associado ainda é insatisfatório, pois não é possível medir esse transporte diretamente com a tecnologia existente e as estimativas estão sujeitas a erros de até 30% reconhecidamente. No entanto, como a atmosfera é aquecida por debaixo e os oceanos constituem 71% desse contorno inferior, é inegável que transporte de calor pelos oceanos, as configurações de TSMs resultantes e a troca de calor entre oceano-atmosfera exerçam um papel fundamental na variabilidade climática. Há necessidade, entre outras, de se esclarecer importância do ciclo lunar de 18,6 anos no transporte de calor do equador para os pólos. Mostrou-se aqui que o clima de Portugal pode ser afetado por variações de baixa frequência nas TSMs, como a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP). Se tais variações forem governadas por uma dinâmica determinística, como o ciclo lunar, e considerando que exista um consenso que a ODP tenha entrado em uma nova fase fria a partir de 1999, o clima das próximas 2 décadas poderá ser semelhante ao de sua fase fria anterior (1947-1976), ou seja, nos próximos 20 anos poderá acontecer um aumento (redução) da frequência de eventos La Niña (El Niño) e a temperatura média global poderá diminuir, pelo menos, de cerca de 0,15°C com relação ao período 1977-1998, paulatinamente até 2020. Foi dito “pelo menos” porque existe um agravante, quando se compara à fase fria anterior. Desta vez, os próximos dois máximos de manchas solares, previstos para 2011 e 2022, poderão apresentar número máximo de manchas inferior (mínimo do Ciclo de Gleissberg) aos daquele período, se o Sol mantiver o mesmo comportamento dos últimos 300 anos. Ou seja, nos próximos 25 anos, a produção de energia solar poderá ser reduzida. Mesmo com emissões crescentes, a taxa anual de crescimento da concentração CO₂ na atmosfera poderá ser inferior às observadas anteriormente, uma vez que sua absorção, pelo Oceano Pacífico Tropical mais frio, poderá aumentar. Convém lembrar que uma redução de 1,0°C na camada de mistura dos oceanos reduziria em cerca de 30ppmv a concentração de CO₂ na atmosfera. Aceitando a hipótese que o Pacífico e sua oscilação interdecadal, agora em uma nova fase fria, sejam um controlador importante do clima global, pode-se arriscar a fazer prognósticos qualitativos com base em resultados de estudos diagnósticos regionais realizados no período da fase fria anterior (1947-1998). Estudos dessa natureza contribuem para aprofundar o conhecimento da variabilidade e prognósticos climáticos de longo alcance, que surgem como ferramentas de valor inestimável e estratégico para que o desenvolvimento sustentável e o bem-estar social possam ser alcançados eventualmente.

Referências Bibliográficas

- Christy, J.; Spencer, R. (1992). *MSU Globally Averaged Atmospheric Temperature, Global Warming Debate continues...*, Acesso em Dezembro, 2005, em <http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/MSU/msusci.html>
- CPC/NCEP/NOAA (2006). Climate Prediction Center, National Centers for Environmental Prediction, National Oceanic and Atmospheric Administration, Acesso em Dezembro, 2006, em http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/impacts/warm_impacts.html
- Häkkinen, S. (2001). Variability of the sea surface height: A qualitative measure for meridional overturning in the North Atlantic, *Jour. Geophys. Res.*, 106: 13837-13848.
- Häkkinen, S.; Rhines, P.B. (2004). Decline of subpolar North Atlantic circulation during the 1990s, *Science*, 304: 555-559.
- Hartmann, D. L. (1994). *Global Physical Climatology*, Academic Press, 411 pp.
- Hieb, M.; Hieb, H. (2006). *Water vapor rules the greenhouse system*. Acesso em Novembro 2006, em http://www.geocraft.com/WVFossils/greenhouse_data.html
- Jones, P.D.; New, M.; Parker, D.E; Martin, S.; Rigor, I.G. (1999). Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Rev. Geophys.*, 37: 173-199.
- Kalnay, E. et al. (1996). The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 437-471.
- Maksimov, V.I.; Smirnov, N.P. (1965). A contribution to the study of the causes of long-period variations in the activity of the Gulf Stream. *Oceanology*, 5: 15-24.
- Mantua, N.J.; Hare, S.R.; Zhang Y.; Wallace, J.M.; Francis R.C.A. (1997). Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78: 1069-1079.
- Molion, L.C.B.; Bernardo S.O.; Oliveira, C.P. (2004). Variabilidade da circulação de grande escala sobre o Atlântico Subtropical. In: *Anais do XIV CBMET (2004)*. SBMET, Fortaleza.
- Rawson, C.H.E. (1908). The anticyclonic belt of the Southern Hemisphere. *Quart. Jour. Roy. Meteor. Soc.*, 34: 166-180.
- Sellers, W.D. (1965). *Physical Climatology*, University of Chicago Press, 272 pp.
- UDEL (2005). Department of Geography, University of Delaware, Acesso em Dezembro, 2005, em <http://climate.geog.udel.edu/~climate/htmlpages/README.ghcn.clim.html>
- Wolter, K; Timlin, M.S. (1998). *Measuring the strength of ENSO – how does 1997/98 rank?* *Weather*, 53: 315-324.

2 · Clima e ordenamento urbano na escala microclimática: o exemplo do bairro de Telheiras em Lisboa

Maria João Alcoforado, Henrique Andrade, António Lopes

Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa.

mjalcoforado@campus.ul.pt

Resumo

Embora o clima seja um elemento importante do ambiente urbano, que condiciona a qualidade de vida e a sustentabilidade nas cidades, não é habitualmente tido em consideração no planeamento urbano e não existe ainda legislação sobre o assunto. Na prossecução de diversos estudos de climatologia urbana, apresentaram-se orientações climáticas para o conjunto da cidade, integradas nos estudos sectoriais para a revisão do PDM de Lisboa, já divulgadas. A necessidade de concretizar essas orientações numa escala de maior pormenor levou à análise condições microclimáticas de Telheiras, com o objectivo de definir orientações climáticas para a melhoria da qualidade de vida nesse bairro, apresentadas neste texto.

Foram levados a cabo ensaios num túnel aerodinâmico, com vista ao estudo da ventilação em Telheiras (na situação actual e no caso da progressão da construção a barlavento) e medições e modelação de elementos climáticos, com o objectivo de determinar as condições bioclimáticas, uns e outros em função da posição no bairro, da geometria urbana e da presença de espaços verdes.

Tendo Lisboa um clima com estações termicamente contrastadas, são propostas diversas orientações gerais, entre as quais evitar as condições extremas e proporcionar a diversidade microclimática (com diversas condições de abrigo em relação ao vento, protecção/exposição à radiação solar, etc.), evitando criar espaços demasiado confinados, proporcionando sombra no Verão nos espaços de passagem e de permanência no exterior, através de utilização de vegetação caducifólia.

Foi igualmente sugerido traçar ruas amplas, para limitar efeitos de aceleração local do fluxo, mas evitar construir grandes vias de circulação com desníveis em relação às áreas envolventes, como no caso do eixo N-S, que podem causar turbilhões indesejáveis. Por outro lado, para não limitar demasiado a circulação do ar, evitar as “tipologias em

implantação linear”, perpendiculares ao vento dominante e a criação de espaços demasiado confinados (“tipologias fechadas”). Dever-se-á proceder-se à selecção dos materiais em função do albedo, da condutividade térmica e da capacidade calorífica e maximizar a área de espaços verdes, de preferência com uma estrutura interna diversificada (planos de água, superfícies relevadas, grupos de árvores de diferentes alturas, etc).

Por outro lado, ficou claro que um aumento de rugosidade devido a novas construções a barlavento do bairro (a Norte e a Noroeste) iria limitar ainda mais a circulação do vento junto ao solo e incrementar o stress térmico e a concentração de gases poluentes e de resíduos.

Palavras-chave: Ordenamento urbano, clima, ventilação, condições bioclimáticas, microclima, Lisboa.

Abstract

Climate and urban planning at the microclimatic scale. Example from a Lisbon city district (Telheiras) - Although climate is an important element of the urban environment, influencing to a large extent the quality of life and the sustainability of cities, it is not usually taken into consideration in urban planning and until now there is no legislation about this subject. While carrying out several studies in urban climatology, climatic guidelines for the city as a whole were presented, integrated in the studies by sector for the amendment of the Master Plan of Lisbon, published elsewhere. The need to apply those guidelines at a more detailed scale, lead to the analysis of the microclimatic conditions of Telheiras, with the purpose of defining climatic orientations for the improvement of the quality of life of the neighbourhood, presented in this paper.

In order to study the ventilation in Telheiras (in the current situation and in case the construction progresses windward), experiments in an aerodynamic wind tunnel were carried out. Furthermore, measurements and modelling of climatic elements were also performed, with the purpose of determining the bioclimatic conditions, both as a function of their position in the neighbourhood, of the urban geometry and of the presence of green areas.

Considering that Lisbon has a climate with thermally contrasted seasons, several general orientations are proposed, among which to prevent the extreme conditions and to provide the microclimatic diversity (with several sheltering conditions in relation to the wind, protection/exposure to solar radiation, etc.), to avoid the creation of spaces excessively confined, to provide shade in summertime in the passageways and in the areas of permanency outdoors, by using deciduous vegetation.

Moreover, it was also suggested to design wide streets, in order to limit the effects of the local acceleration of the wind flux, but to avoid the construction of large roads unevenly located in relation to the surrounding areas, such as in the case of the N-S axis, which can cause undesirable whirlwinds. On the other hand, in order to prevent the excessive limitation of the air circulation, it was suggested to avoid the “typologies in linear

implantation”, perpendicular to the direction of the dominant wind, and the creation of too confined (“closed”) typologies. The selection of the materials should be carried out according to their albedo, thermal conductivity and heat capacity and the area with green spaces should be maximized, preferably with a diversified internal structure (water plans, grass surfaces, groups of trees with different heights, etc.).

On the other hand, it was clear that an increase of the roughness due to new constructions windward of the neighbourhood (North and Northwest), would limit even further the wind circulation near the surface and increment the thermal stress and the concentration of pollutant gases and residues.

Keywords: *Urban land use planning, climate, ventilation, bioclimatic conditions, micro-climate, Lisbon (Portugal).*

2.1. Introdução

O clima dos espaços urbanos influencia directa e indirectamente o conforto e a saúde dos seus habitantes, afectando também o consumo de energia pelos edifícios. Neste sentido, uma melhoria do clima urbano contribuirá também para a valorização da qualidade ambiental e do património de Lisboa nas “áreas prioritárias das políticas municipais”, referidas no Plano Estratégico de Lisboa (PEL), no Relatório de Enquadramento do Plano Director de Lisboa de 1994.

Na sequência de estudos de índole não aplicada sobre as características do clima da cidade de Lisboa (Alcoforado, 1992 e 1996; Andrade, 1996; 2003; Lopes, 2003; Vasconcelos, 2006), foram dados alguns passos no sentido de divulgar os principais resultados, de modo a permitir a sua utilização na prática do planeamento (Alcoforado e Vieira, 2004; Alcoforado *et al.*, 2005 e 2009). No âmbito do projecto CLIMLIS, “Princípios climáticos para o planeamento e sua aplicação a Lisboa”, foram estudadas as modificações climáticas devidas ao crescimento da cidade e foram sugeridas algumas soluções para reduzir os impactes negativos do clima urbano e tirar partido das suas potencialidades. Na sequência do interesse manifestado pela Câmara Municipal de Lisboa (CML), foi desenvolvido um outro projecto (PROJECTO CML), “Orientações climáticas para o planeamento e o ordenamento em Lisboa”. Pretende-se, com as **orientações climáticas**, sugerir medidas concretas adaptadas à cidade de Lisboa. Para melhorar a qualidade de vida dos cidadãos e promover a sustentabilidade urbana, é essencial que os aspectos do clima urbano sejam considerados no planeamento e ordenamento do território (Alcoforado *et al.*, 2009b).

As orientações podem ser dadas a diferentes escalas: nas escalas meso-climática e local, são considerados o conjunto da cidade e as grandes unidades de ocupação do solo; na escala microclimática, são dadas indicações específicas para modificações em bairros existentes ou em projecto. Para o estudo na escala microclimática, restrições orçamentais obrigaram a limitar o estudo apenas a um bairro de Lisboa. Foi escolhido o bairro de Telheiras (figura 2.1) por diversas razões: trata-se de uma área de topografia pouco acidentada (o que permite compreender melhor a influência da morfologia urbana no clima), que se encontra numa área de expansão urbana a Norte de Lisboa, permitindo extrapolar os resultados para novas áreas em construção na parte setentrional da aglomeração. Por fim, mas não menos importante, Telheiras era considerado o paradigma de um bairro com elevada qualidade de vida na cidade de Lisboa, e que, por isso, nos interessava estudar.

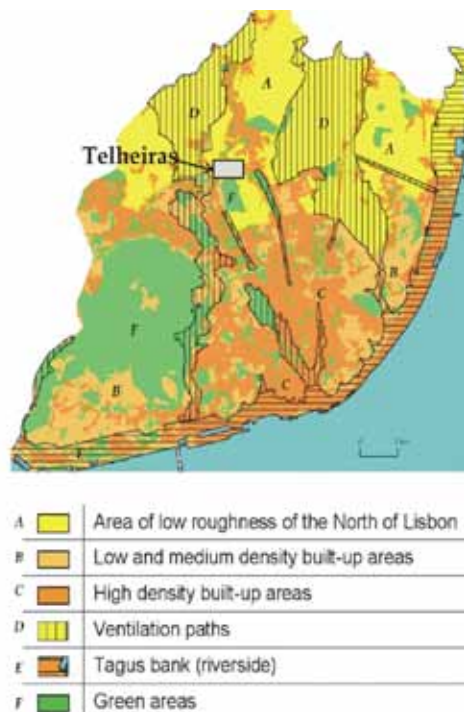


Figura 2.1. Áreas (grupos de unidades de resposta climática homogénea) para as quais são definidas orientações climáticas para o ordenamento e localização do bairro de Telheiras em Lisboa.

O estudo para o conjunto da cidade foi iniciado pela elaboração de um mapa de unidades de resposta climática homogénea (Unidades RCH), inicialmente designadas por climotopos (Alcoforado *et al.*, 2005), delimitadas em função do relevo, da morfologia urbana e da posição na cidade; seguidamente, essas unidades foram agrupadas em seis classes (frente ribeirinha, corredores de ventilação, áreas de fraca rugosidade no Norte da cidade, áreas de média densidade de construção do Sul da cidade, áreas de forte densidade de construção do Sul da cidade e espaços verdes) e, para cada uma delas, foram sugeridas orientações para o ordenamento. Os resultados deste estudo foram divulgados e discutidos em duas sessões, organizadas pela CML: “Componentes Ambientais na Revisão do PDM”, no Laboratório Nacional de Engenharia Civil, em Junho de 2005, e “Conforto Ambiental em Espaços Exteriores” (LisboaeNova), no Instituto Superior Técnico, em Outubro de 2006, e publicados em Alcoforado *et al.* (2005 e 2009a).

Pretende mostrar-se, a partir do caso concreto do bairro de Telheiras, como se poderá fazer a adaptação de orientações preconizadas para o conjunto da cidade, para a escala de um bairro, frisando os diferentes objectivos das orientações sugeridas e os possíveis conflitos entre orientações a diversas escalas.

As orientações climáticas propostas para Lisboa visam atingir três objectivos principais: mitigar a ilha urbana de calor (IC) e as suas consequências, melhorar as condições de ventilação e promover a qualidade do ar. A mitigação da IC não é um objectivo universal, adequado a todos os tipos de clima. A IC pode ser vantajosa em cidades com climas frios, tendo efeitos negativos nas áreas urbanas de clima quente. Numa cidade com estações do ano termicamente contrastadas, como Lisboa, a ilha de calor urbano poderá ser vantajosa durante o Inverno, mas é prejudicial no Verão. Considerando o efeito da IC sobre o consumo de energia, os raros estudos efectuados em cidades com clima de tipo Mediterrâneo mostram que a redução de custos com o aquecimento no Inverno é inferior ao aumento das despesas para arrefecimento no Verão (Dimoudi e Nikopoulou, 2003; Santamouris, 2001; Hassid *et al.*,

2000). Tentando fazer o balanço entre aspectos positivos e negativos, foi igualmente considerado o contexto actual de aquecimento dito global e de um possível incremento da frequência e intensidade dos extremos térmicos estivais. A combinação do aquecimento global com o aquecimento urbano podem levar ao agravamento da mortalidade associada a vagas de calor, do desconforto dos cidadãos, dos custos para arrefecimento dos edifícios, da poluição oxidante e do consumo de água (IPCC, 2007; Santos e Miranda, 2006; Andrade, 1996, 2003; Alcoforado e Andrade, 2008). A ventilação no espaço urbano é um factor essencial para uma boa qualidade do ar e também para a mitigação da IC. Em Lisboa, os principais sistemas de vento a considerar são o vento regional, as brisas de origem térmica entre o estuário do Tejo ou o Oceano e a cidade e os sistemas de drenagem local de ar frio (condicionados pela topografia) em noites calmas e sem nebulosidade.

À luz dos objectivos acima referidos, foram definidas as orientações climáticas para o ordenamento em cada um dos grupos de unidades de resposta climática homogénea, descritas em Alcoforado *et al.* (2005 e 2009a) e sintetizadas no quadro 2.1.

Quadro 2.1. Quadro-resumo das orientações climáticas espacializadas para o planeamento e o ordenamento em Lisboa.

Grupos de Unidades RCH (ver texto)	Orientações
A Área de baixa densidade de construção do Norte de Lisboa	<ol style="list-style-type: none"> 1. Manter corredores de ventilação com orientação paralela aos ventos dominantes (N, NW). 2. Manter uma razão $H/W' \leq 1$ nas construções urbanas. 3. Criar espaços verdes no interior e entre as áreas edificadas.
B Áreas construídas de média densidade	<ol style="list-style-type: none"> 1. Preservar os fundos dos vales de novas construções e da ocupação com vegetação densa. 2. Manter uma razão $H/W \leq 1$ nas construções urbanas. 3. Criar espaços verdes de média dimensão e preencher os espaços intersticiais com vegetação.
C Áreas construídas de alta densidade	<ol style="list-style-type: none"> 1. Preservar os fundos dos vales de novas construções e da ocupação com vegetação densa. 2. Manter nas construções urbanas uma razão $H/W \leq 1$; evitar o aumento do número de pisos dos edifícios e a construção nos espaços intersticiais. 3. Ocupar os espaços intersticiais com vegetação, de preferência caducifólia. 4. Utilizar materiais de construção e cobertura de baixa condutividade e albedo elevado.
D Corredores de ventilação	<ol style="list-style-type: none"> 1. Impedir a construção de edifícios altos ou médios perpendicularmente aos ventos dominantes (N, NW). 2. Evitar a plantação de manchas arbóreas densas.
E Frente Ribeirinha	<ol style="list-style-type: none"> 1. Evitar a construção de edifícios altos ou médios coma fachada orientada paralelamente à margem do Tejo. 2. Manter corredores abertos perpendiculares ou oblíquos em relação à margem do Tejo.
F Espaços verdes	<ol style="list-style-type: none"> 1. Manter os espaços verdes existentes. 2. Nos espaços verdes de lazer, favorecer uma estrutura diversificada. 3. A barlavento das áreas de permanência (por exemplo esplanadas), criação de barreiras de árvores de folha persistente. 4. Nos espaços verdes de protecção, favorecer manchas densas de árvores de folha persistente.
<p>A morfologia urbana pode ser caracterizada pela razão H/W ou pelo Sky View Factor (SVF). O H/W corresponde ao quociente entre a altura dos prédios (Height) e a largura das ruas que os separam (Width). Este valor é tanto menor, quanto menor é a densidade de construção. O Sky View Factor (Factor de Visão de Céu) corresponde à razão entre a porção de céu observado a partir de um determinado ponto da superfície terrestre e máximo potencialmente visível, na ausência total de obstáculos (Oke, 1987, p. 404). O SVF tem o valor de 1, quando não existe qualquer obstáculo que limite a visão do céu e o seu valor diminui com a presença de obstáculos que ocultem parcialmente o céu. Nas áreas urbanas, a ocultação do céu é em geral elevada e, portanto, o SVF tende a ser baixo (ver também em 5.3).</p>	

As medidas propostas para a área do Norte de Lisboa, onde se localiza o bairro de Telheiras (objecto do estudo mais detalhado aqui apresentado), serão

explicadas com maior pormenor; antes disso, contudo, devem ser tecidas algumas considerações gerais sobre o clima do Norte de Lisboa, o que permitirá compreender melhor as opções tomadas em relação a Telheiras.

2.2. O clima do Norte da cidade e as orientações climáticas propostas para essa área

A área do Norte de Lisboa, onde se situa o bairro de Telheiras, corresponde no essencial ao Planalto de Lisboa (figura 2.2), em que predomina a construção de média e baixa densidade, apenas com pequenos enclaves com forte densidade de construção.

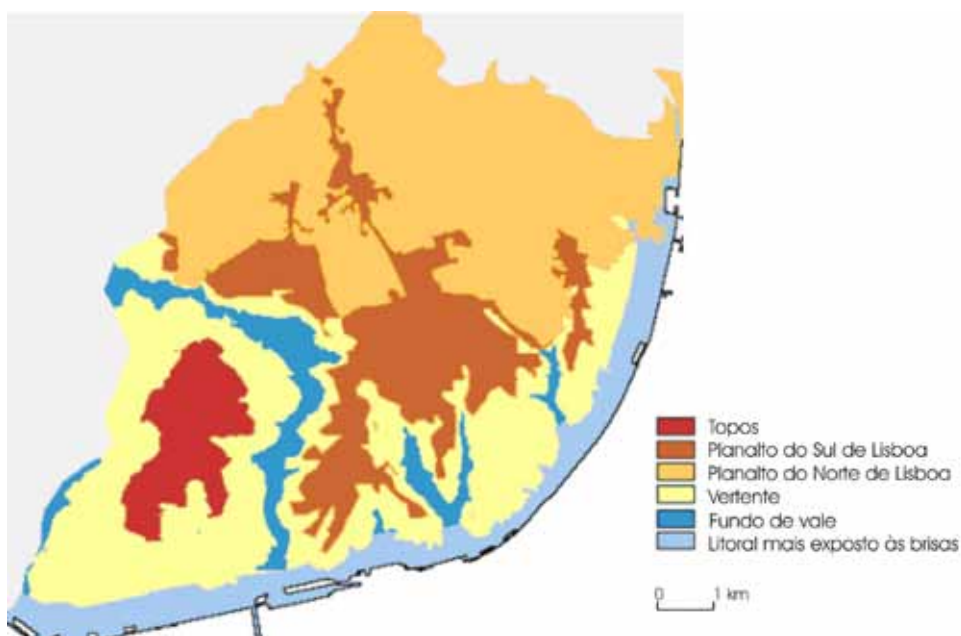


Figura 2.2. Classes de ventilação em Lisboa

O Norte de Lisboa situa-se a barlavento das áreas de maior densidade de construção do centro, relativamente aos ventos dominantes de Norte ou NW (43% da frequência anual em Lisboa/Gago Coutinho). Esse facto, associado à densidade de construção, ainda relativamente baixa, faz com que a diminuição da velocidade do vento desses quadrantes, devido ao efeito urbano, seja ainda reduzida.

Nas situações com circulação de Norte ou NW, o Norte de Lisboa apresenta uma posição periférica relativamente ao núcleo da ilha de calor urbano (figura 2.3), registando, com frequência, temperaturas 2°C a 3°C inferiores às da Baixa e das Avenidas Novas. Só em situações com vento regional muito fraco e em que se desenvolvem brisas entre o estuário do Tejo e a cidade, o Norte de Lisboa pode permanecer mais quente do que as áreas mais densamente urbanizadas, a Sul (figura 2.4; Alcoforado, 1992; Alcoforado e Andrade, 2006 e Alcoforado *et al.*, 2007).

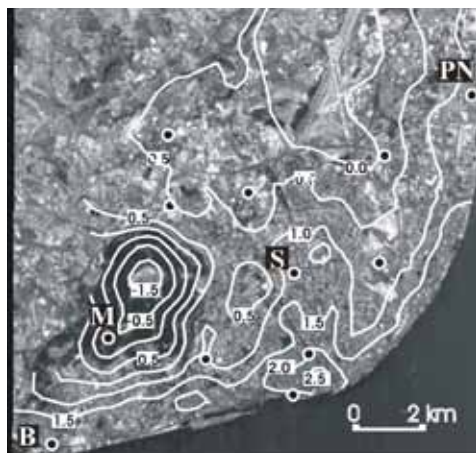


Figura 2.3. Ilha de calor noturna de Lisboa: temperaturas do ar normalizadas referentes a noites com vento moderado de Norte (Andrade, 2003)

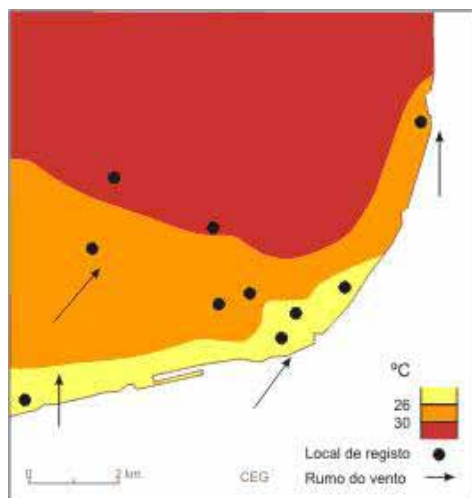


Figura 2.4. Padrão térmico em Lisboa num dia de brisa do Tejo (Alcoforado, 1987, in Alcoforado et al. 2006)

As características do clima da área norte de Lisboa e a sua posição a barlavento do centro da cidade levaram a sugerir medidas, que visam não só manter a sua qualidade climática, mas também evitar que o seu crescimento contribua para um agravamento da qualidade da ambiência atmosférica no centro.

Estando a maior parte do Norte de Lisboa englobado na área A (figura 2.1, Área de baixa densidade de construção do Norte de Lisboa), as principais recomendações climáticas relativamente ao ordenamento para este sector são as que estão referidas no quadro 2.1.

A criação e manutenção de “corredores de ventilação”, com o objectivo de permitir um arejamento adequado do centro da cidade, terão consequências positivas sobre as condições térmicas e a qualidade do ar. Os corredores foram delimitados agregando as áreas que apresentam ainda níveis de construção reduzidos e com orientação próxima da dos ventos dominantes N-S (NW-SE a NE-SW); esses corredores foram prolongados para Sul, recorrendo às vias de circulação largas e aos principais vales, também com orientação geral N-S. Sugere-se que, nestes corredores, se evite a construção de edifícios altos ou médios, com fachadas orientadas perpendicularmente aos ventos dominantes e também a plantação de manchas arbóreas densas. Aconselha-se igualmente o recurso a volumetrias baixas nas áreas ainda em fase de edificação ($H/W \leq 1$) e a criação de espaços verdes extensos no interior e entre as áreas edificadas para minimizar o incremento da intensidade da ilha de calor urbano.

duas fiadas de árvores de pequeno porte. Os edifícios variam entre 20m de altura (fiada lateral) e 35m nas torres. A Sul deste conjunto existe uma fiada de prédios de orientação este-oeste (conjunto 3, Torres Sul), que impede a progressão do vento dominante de Norte. Em 4, (tipologias em banda aberta a Norte) existem “três conjuntos de edifícios que formam uma banda em L, outra em Z e outra uma banda simples” (Pinho, 2003). Esta tipologia gera dois conjuntos de espaços interiores: um de configuração fechada e outro de configuração linear. As alturas dos edifícios neste conjunto rondam 25m, sendo os espaços arborizados. A Sul deste conjunto existem espaços mais ou menos fechados (conjunto 5), compostos por edifícios altos (à esquerda) e mais baixos entre 9 e 15m formando estes conjuntos uni-familiares agrupados em banda (Pinho, 2003).

A avaliação microclimática, que será descrita nos pontos 4 e 5¹, exige métodos e técnicas particulares, tais como a simulação do escoamento do ar em meio urbano através de ensaios em túnel de vento, realizados no Laboratório Nacional de Engenharia Civil (Lopes, 2003), a estimação da velocidade média do vento, recorrendo a um modelo numérico não hidrostático de simulação microclimática (*Envi-Met*, Bruse, 1999), medições com registadores fixos e itinerantes de temperatura, humidade, radiação, direcção e velocidade do vento e radiação solar e infravermelha e a modelação da temperatura fisiológica com base em dados medidos ou estimados (Andrade, 2003; Andrade e Alcoforado, 2008).

2.4.A ventilação em torno dos edifícios com recurso à modelação do vento em túnel aerodinâmico

Para o estudo do vento em torno dos edifícios, foi construída uma maquete na escala 1:500 (figura 2.6), que serviu de modelo físico para efectuar ensaios em túnel aerodinâmico. Eram dois os objectivos a atingir:

- a) Conhecer o escoamento do ar em Telheiras, em torno e no interior de diferentes tipologias urbanas (torres isoladas, espaços abertos e semi-fechados).
- b) Verificar de que modo o aumento da rugosidade aerodinâmica, a Norte daquele bairro lisboeta, condiciona a velocidade do vento no interior dos espaços.

1) Os pontos 4 e 5 têm como base capítulos das teses de doutoramento de, respectivamente, António Lopes (2003) e Henrique Andrade (2003).

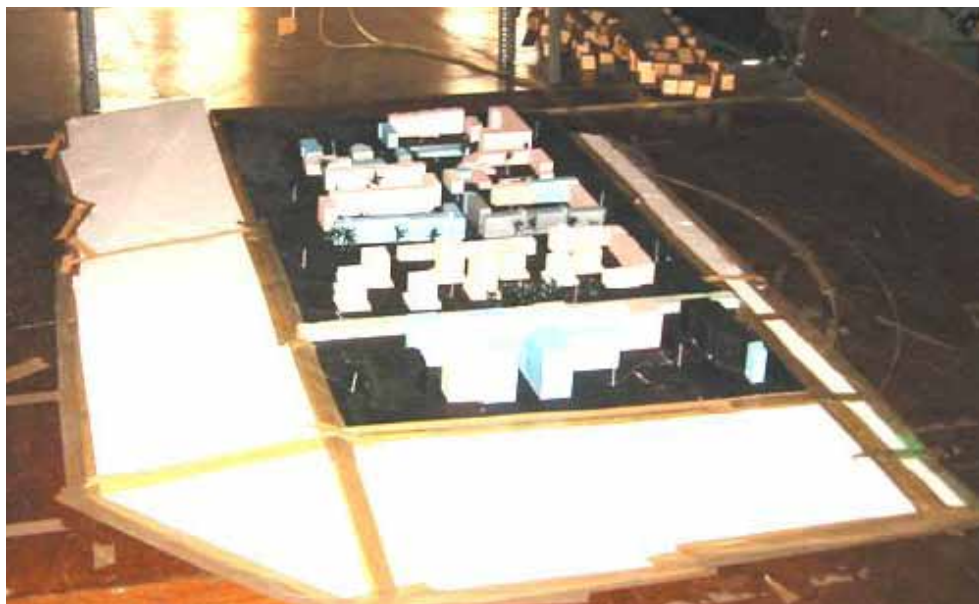


Figura 2.6. Maqueta no túnel aerodinâmico

2.4.1. O túnel aerodinâmico de camada limite

O túnel aerodinâmico de camada limite é uma instalação geradora de uma corrente de ar artificial, destinada à simulação experimental de certos tipos de escoamentos reais (Borges, 1968). A infra-estrutura, onde foram realizados os ensaios, é composta por um túnel de aspiração de descargas atmosféricas e uma câmara de ensaios fechada, com uma secção é de 2 x 3m e comprimento de 10m. A velocidade do escoamento na câmara de ensaios é regulável em contínuo, em escalões de cerca de 3m/s, que correspondem à entrada em funcionamento dos seis ventiladores, com uma potência de 11kW cada (Lopes, 2003). A simulação da camada limite atmosférica dentro do túnel aerodinâmico é produzida por dois conjuntos conhecidos por “elemento de separação”, colocados a barlavento da secção de ensaios onde se instalou a maqueta (figura 2.7): o conjunto fixo (a), composto por elementos de madeira do tipo “barbatana de tubarão”, é o gerador de vorticidade, enquanto o conjunto móvel (b), simula a rugosidade aerodinâmica (z_0)², da superfície. O adição ou a retirada dos elementos móveis permite simular diferentes valores desse parâmetro e verificar de que modo determinada rugosidade influencia a velocidade do vento na camada limite urbana.

2) A rugosidade (z_0) é um dos principais factores que modificam os campos de vento, diminuindo a velocidade de escoamento do ar junto à superfície. Corresponde à altura acima do solo (em m), a que o perfil logarítmico do vento é zero. Alguns valores típicos de z_0 na cidade podem ser consultados em Lopes (2003).

2.4.2. Técnicas utilizadas

Foram feitos ensaios para três das direcções predominantes do vento em Lisboa (Norte, Noroeste e Oeste) e testadas várias combinações de blocos, que simulam rugosidades (z_0) de 0,02m e 1,50m, situações típicas do Norte da cidade antes dos anos 80 do século XX (no primeiro caso) e o previsível para as próximas décadas (segundo caso) se se mantiver o crescimento urbano observado actualmente. Utilizaram-se três técnicas para obter uma imagem tridimensional dos escoamentos do vento em torno dos edifícios:

- a) Figuras de erosão. A técnica consiste na observação do movimento das areias, espalhadas numa fina camada sobre o chão da maqueta (geralmente de 5 a 9mg/cm²), depois de ligados os ventiladores, simulando diferentes velocidades do vento. Os grãos de areia movimentam-se por saltação. O movimento do conjunto forma padrões de erosão, que podem ser traduzidos em velocidades “relativas”.
- b) Medição da velocidade do ar. Para obter as velocidades do escoamento do fluxo de ar a várias alturas acima da maqueta, mediram-se as pressões em dois tubos de *Pitot-Prandtl*, um de 5mm, fixo no tecto, com os pontos de tomada a cerca de 20cm acima do solo da maqueta, (para determinar o fluxo não perturbado e servindo de valor de referência) e outro de 3mm, fixo a um coordinómetro (aparelho de precisão, montado sobre uma estrutura metálica, utilizado para medir a velocidade do fluxo do ar às diversas alturas, a que foram feitas as tomadas de pressão).
- c) Medição das direcções à superfície em torno dos edifícios, com recurso a fios de algodão dispostos numa malha regular sobre a maqueta.

Todas as experiências foram filmadas em formato vídeo e algumas imagens foram posteriormente digitalizadas e desenhadas em planta. As direcções e velocidades dos ventos em torno dos edifícios e os perfis em altura proporcionam uma imagem tridimensional dos campos de vento.

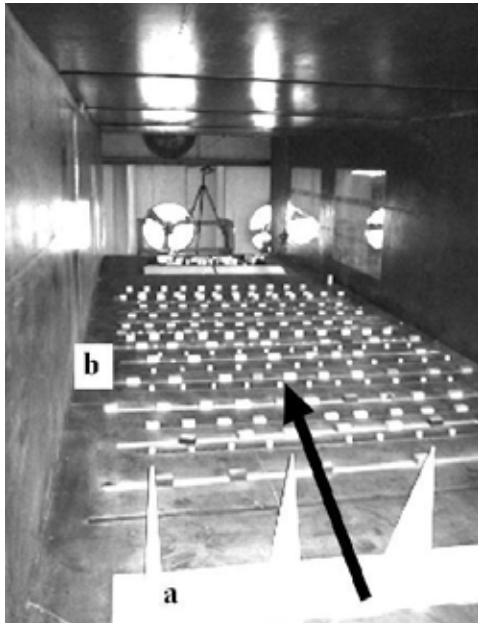


Figura 2.7. Combinações de blocos que simulam a rugosidade a barlavento da maqueta

2.4.3. Resultados

A. Ensaios com a direção Norte

a) Figuras de erosão: dedução da diminuição da velocidade do vento à superfície.

Na figura 2.8, apresenta-se um exemplo da distribuição das areias no início e no fim de um ensaio. Esta experiência permite avaliar as modificações dos campos de vento simulando a expansão e compactação da cidade a Norte da área de estudo. Apresentam-se as diferenças entre as áreas cobertas e livres de areia no final de cada ensaio com uma rugosidade aerodinâmica de $\approx 0,02\text{m}$ e $\approx 1,5\text{m}$. Entre os dois ensaios, verifica-se um aumento da percentagem de areia acumulada em cerca de 12%, o que demonstra uma significativa diminuição da velocidade do vento junto ao solo (quadro 2.2).

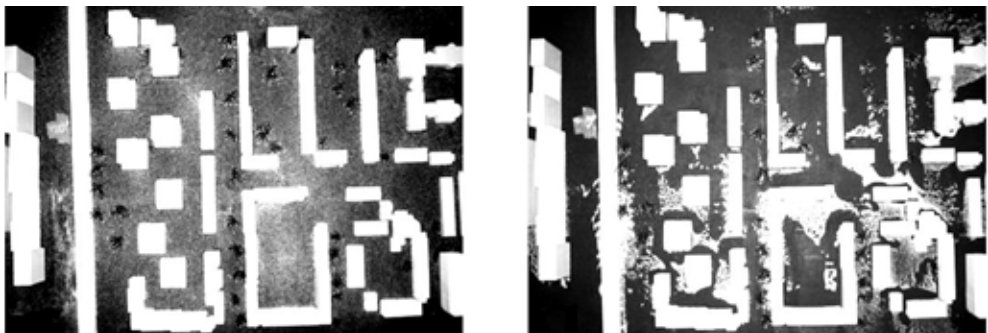


Figura 2.8. Padrões de erosão das areias no túnel aerodinâmico: fotos do início e do fim dos ensaios

Quadro 2.2. Percentagem de área edificada, coberta e descoberta de areia no fim de cada ensaio, para a direcção Norte.

Área edificada (%)	Rugosidade aerodinâmica (z_0) a Norte da área de estudo (m)	Fundo da maqueta sem areia (%)
21	0,02	72
	1,50	60

O comportamento do vento à superfície em diversas tipologias urbanas

As diferentes tipologias urbanas da maqueta apresentam características distintas de retenção das areias (quadro 2.3). As maiores variações com o aumento da rugosidade ocorrem nos espaços semi-fechados (tipologia 5, figura 2.5, com 22,5% de retenção de areias), enquanto o Eixo Norte/Sul e as Torres Norte (tipologias 1 e 2) apenas retêm menos de 3% com o aumento de z_0 a barlavento. Nos espaços edificados em banda, com aberturas a Norte e a Sul, que permitem a passagem do ar, a retenção das areias é intermédia (cerca de 12%).

Quadro 2.3. Área coberta de areia no fim de cada ensaio (%), em cada tipologia urbana (vento de direcção Norte).

Tipologias *	Eixo Norte/Sul		Torres Norte		Torres Sul		Tipologia em banda, aberta a Norte		Tipologia em banda, (espaços fechados)	
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
Rugosidade aerodinâmica a Norte da área de estudo (m)	0,02	1,5	0,02	1,5	0,02	1,5	0,02	1,5	0,02	1,5
Areia acumulada (%)	6,6	9,3	0,5	3,2	7,3	21,4	4,4	16,8	14,7	37,2
Varição	+2,7		+2,7		+14,1		+12,4		+22,5	

* – Os números correspondem às tipologias apresentadas na figura 2.5

Eixo Norte/Sul e Torres Norte (conjuntos 1 e 2, figura 2.5)

O ritmo de remoção das areias nestes dois conjuntos foi idêntico, mesmo com o aumento da rugosidade a barlavento (+2,7% no final dos ensaios). Fica assim demonstrada a importância do Eixo Norte/Sul como corredor de ventilação fundamental para o Sul da cidade, não devendo no entanto, ser o único porque é manifestamente insuficiente para o conjunto de Lisboa (Lopes, 2003; Alcoforado et al., 2005). Localmente, as questões que se levantam com este eixo rodoviário são de outra natureza: devido ao desnível que apresenta em relação às áreas envolventes (cerca de 6m), ventos fortes pode ocasionar um efeito de “barra” (Gandemer, 1975). Neste caso, se a direcção do fluxo de ar fizer um ângulo de cerca de 45° com aquela via rodoviária pode aumentar a velocidade do vento e a turbulência, originando movimentos turbilhonares, que podem constituir um perigo acrescido para a circulação rodoviária. Demonstrou-se também que a existência de árvores a

leste daquele eixo viário retardam o fluxo de ar, ocasionando uma redução local da velocidade do vento. Plantadas no flanco onde ocorre aceleração do vento, e nos locais potencialmente geradores do aumento da turbulência, as árvores poderiam atenuar esse efeito.

Sob o ponto de vista de ventilação, a fraca retenção de areia nas Torres, no final dos dois ensaios, mostra como é eficiente este tipo de implantação urbanística na remoção de poluentes na atmosfera urbana inferior.

Pracetas abertas à circulação do vento dominante (conjunto 4, figura 2.5)

Do ponto de vista ambiental, este conjunto é mais favorável quando o vento sopra de Norte, já que não se verificou uma tão intensa retenção de areias (menor efeito de recirculação no interior do edificado) e as aberturas existentes a Norte e a Sul permitem uma ventilação do ar mais eficaz. A maior velocidade relativa do vento poderá ser explicada pelo estreitamento do fluxo, denotando características de boa ventilação, mesmo quando, nos ensaios, se aumentou a rugosidade a barlavento (apenas um aumento de 12,4% de areias no final dos ensaios). Como se verá mais adiante, com outras direcções de vento essa eficiência não é tão nítida.

Pracetas semi-fechadas (conjuntos 3 e 5, figura 2.5)

Os espaços semi-fechados (com entrada de fluxo de ar mas sem possibilidade de escoamento na mesma direcção) não apresentam condições de escoamento para Sul, originando movimentos turbilhonares junto ao solo, que não facilitam a dispersão de poluentes, e permitem a manutenção de lixos e outros materiais nocivos.

Alinhamentos de prédios no sentido do vento dominante (conjunto 0, figura 2.5)

Em locais de prédios altos, muito próximos entre si e de orientação coincidente com o rumo do vento, o escoamento do ar tende a inverter o seu rumo na saída das ruas, originando uma deflexão contrária ao sentido do escoamento dominante. A aceleração do vento, observada nesta zona, poderá acentuar o desconforto mecânico, ocorrendo mesmo o perigo de queda de indivíduos mais débeis.

b) Perfis de vento

A velocidade do vento é dada pela razão entre a velocidade registada na altura U e a velocidade de referência (U_{ref}), medida na parte superior do túnel (fluxo não perturbado). Foram efectuados ensaios sobre alguns locais escolhidos na maqueta (A a D na figura 2.9), e comparados os seus perfis de velocidade, que correspondem ao fluxo de ar nos primeiros 250m de altura (figura 2.9 e 2.11). Foi imposta uma rugosidade de $\approx 0,02m$ a barlavento da maqueta e elaborado um outro perfil neste local (a tracejado na figura) que representa o fluxo não perturbado pelo edificado. No quadro 2.4 são apresentadas as rugosidades aerodinâmicas do vários locais.

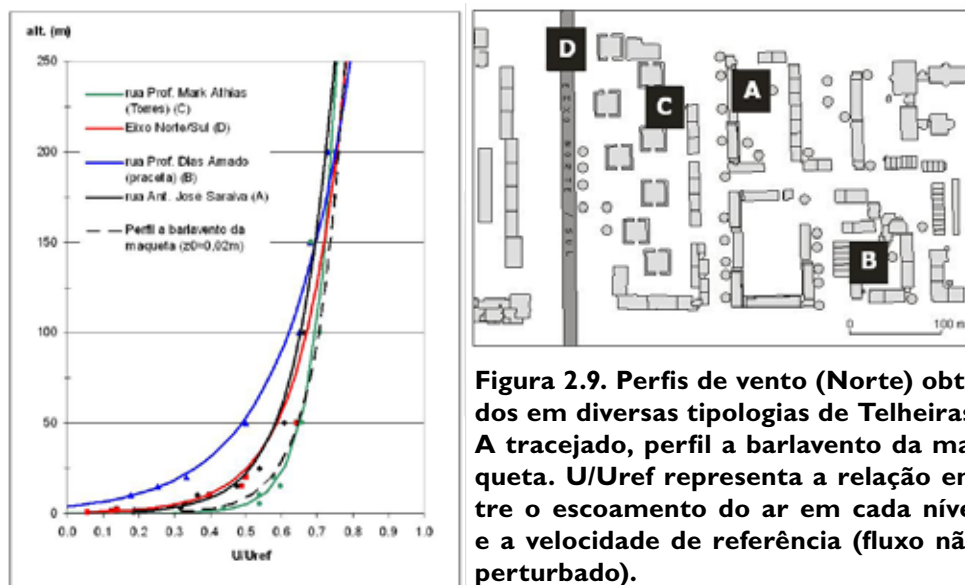


Figura 2.9. Perfis de vento (Norte) obtidos em diversas tipologias de Telheiras. A tracejado, perfil a barlavento da maqueta. U/U_{ref} representa a relação entre o escoamento do ar em cada nível e a velocidade de referência (fluxo não perturbado).

Quadro 2.4. Rugosidades aerodinâmicas (z_0) calculadas em cada local onde foram efectuados os ensaios.

Local	Rugosidade z_0 (m)
A - Rua Prof. António José Saraiva	0,9
B - Praceta adjacente à rua Prof. Dias Amado	0,3
C - Rua Prof. Mark Athias	1,1
D - Eixo Norte/Sul.	0,02
A tracejado, é representado o perfil a barlavento da maqueta	0,02

O perfil, que mais semelhança apresenta com o local a barlavento da maqueta, é o que se obteve sobre o local C (rua Prof. Mark Athias), constituído por torres isoladas. Apesar da rugosidade ser elevada (quadro 2.4), o local onde foram feitos os registos é relativamente livre de obstáculos e o fluxo de ar pode progredir sem grande interferência. À entrada das torres são registados os valores mais elevados de velocidades do vento na camada limite da atmosfera urbana (até aos 100m de altura).

As pracetas semi-fechadas a Sul, onde já se tinha verificado uma maior acumulação de areia nos ensaios anteriores (local B), são as que apresentam um perfil de vento onde a velocidade é menor (apesar de z_0 ser baixo por causa da altura baixa dos edifícios, a montante existe um conjunto com maior rugosidade). Na camada de ar acima dos prédios (25m) a velocidade é 30% inferior ao nível não perturbado de referência (U_{ref}). Em certas situações de vento mais forte (como foi observado nos ensaios com fios de algodão, que se mantinham enrolados sobre

si com velocidades superiores a 6m/s) estas pracetas, que formam espaços semi-fechados são locais onde ocorre a diminuição da velocidade do vento acima do nível dos prédios, mas onde se acentua a turbulência e a recirculação do ar que tem dificuldade de sair para o exterior da área edificada.

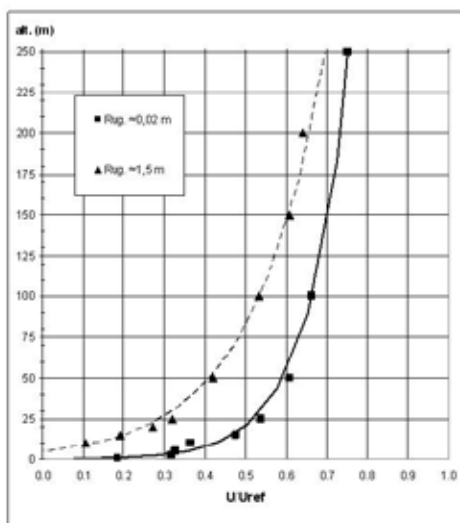


Figura 2.10. Perfis de vento (Nor-te) no local A na situação actual ($Z_0 = 0,02\text{m}$) e numa possível situação futura (simulada para $Z_0 = 1,5\text{m}$)

Do ponto de vista ambiental, o exemplo a Norte deste conjunto (local A, rua Prof. António José Saraiva) é mais favorável, já que as aberturas existentes a Norte e a Sul permitem uma ventilação do ar mais eficaz. A velocidade do vento acima dos prédios (25m) só é comparável ao Eixo Norte/Sul (local D), correspondendo, aquela altura a cerca de 50% da velocidade de referência. A maior velocidade relativa do vento poderá ser explicada pelo estreitamento do fluxo (efeito de Venturi), denotando características de boa ventilação, mesmo quando nos ensaios se aumentou a rugosidade a barlavento.

Acima de 150m de altura as diferenças nos perfis entre os vários locais são mínimas. O perfil de vento efectuado no local A (figura 2.10) permite observar a diminuição das velocidades com o aumento da rugosidade (de $\approx 0,02$ para $\approx 1,5\text{m}$): a cerca de 25m de altura a redução é a mais elevada (46%), enquanto esse valor é de 30% a 50m e 10% a 200m de altura.

B. Ensaios simulando direcção do vento de NW e W

Apenas são referidas as principais modificações dos fluxos de ar em relação ao seu comportamento observado nos ensaios com a direcção de Norte.

Os ensaios com a direcção Noroeste mostraram que a redução da velocidade do vento poderá ocorrer não só devido ao aumento da rugosidade, mas também devido ao ângulo de 45° que o vento forma com a orientação predominante Norte/Sul dos conjuntos arquitectónicos. Por exemplo, no Eixo Norte/Sul, a retenção de areias é maior do que com o rumo Norte, por causa da existência

de uma fileira de edifícios altos (com cerca de 25m de altura) a oeste daquele eixo viário, que limita a progressão do vento, diminuindo a sua velocidade e piorando as condições de ventilação.

Com a direcção de Oeste, a existência dessa barreira arquitectónica compacta justifica que exista um padrão menos definido no escoamento do ar em torno dos edifícios e se verifique um aumento dos movimentos turbilhonares junto aos taludes do eixo Norte/Sul. Também a maior acumulação de areias junto das torres Norte (tipologia 2) representa o empobrecimento das condições de ventilação deste local em relação às outras duas direcções (N e NW). Para melhorar essas condições seria necessário a existência de aberturas de escoamento do ar nos conjuntos arquitectónicos de “barreira”.

2.4.4. Síntese das condições de ventilação

Na figura 2.11, apresenta-se uma síntese dos resultados das experiências em túnel aerodinâmico. As áreas mal ventiladas correspondem a situações em que, nos ensaios de figuras de erosão, ocorrem acumulações de areias, e **as áreas de recirculação do ar em movimentos turbilhonares** (ver legenda da mesma figura). São os locais onde a capacidade do movimento do ar em remover detritos e/ou poluentes atmosféricos é muito fraca. As piores condições de ventilação encontram-se nas tipologias em espaços fechados (22,5% de retenção de areias) que originam um forte constrangimento microclimático. O Eixo Norte/Sul e as torres isoladas retêm pouco mais de 3% com o aumento de z_0 . Os espaços edificados em banda, com aberturas a Norte e a Sul, que permitem a passagem do ar, sofrem um agravamento intermédio. Em ruas cuja orientação coincide com o rumo do vento dominante, entre prédios altos, o escoamento do ar tende a inverter o seu rumo na saída das ruas, originando uma deflexão de 180°.

Os ensaios com a direcção noroeste mostraram que a redução da velocidade do vento poderá ocorrer, não só devido ao aumento da rugosidade, mas também devido ao ângulo de 45° que o vento forma com a orientação predominante Norte/Sul dos conjuntos arquitectónicos.

Com vento de Oeste, a existência de uma barreira arquitectónica compacta implica um aumento dos movimentos turbilhonares junto aos taludes do eixo Norte/Sul. A maior acumulação de areias, junto das torres isoladas, mostra piores condições de ventilação deste local quando o vento provém de Oeste, do que quando sopra de Norte ou Noroeste.

O aumento da rugosidade a barlavento da maqueta, de $\approx 0,02$ para $\approx 1,5$ m, implica uma significativa diminuição da velocidade do vento junto ao solo. Os perfis de vento efectuados sobre a maqueta permitiram concluir que o aumento da rugosidade de $\approx 0,02$ para $\approx 1,5$ m se traduz em reduções da velocidade do vento, diferenciadas em altura, com uma redução máxima junto do solo. A 25m observa-se uma redução na velocidade do vento em cerca de 46%, passando a 30% a 50m e 10% no correspondente a 200m de altura.

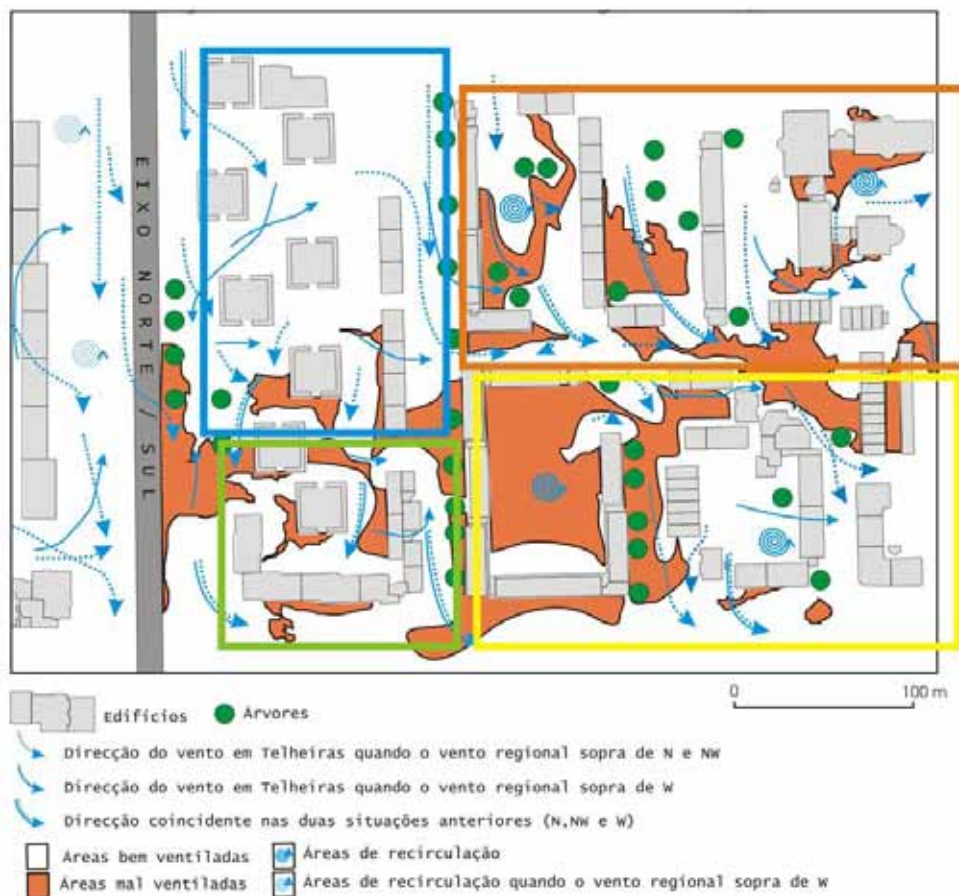


Fig 2.II. Resultados dos ensaios no túnel aerodinâmico.

2.5. A radiação, a temperatura e o conforto térmico

2.5.1. A temperatura fisiológica como índice de conforto

O conforto térmico é um fenómeno com uma forte condicionante termofisiológica, mas que também é influenciado por factores psicológicos e culturais (Cadima, 2000; Höpfe, 2002; Knez e Thorsson 2006; Oliveira e Andrade, 2007). Os aspectos termofisiológicos dependem sobretudo dos parâmetros básicos do ambiente térmico, que podem ser atmosféricos e pessoais. Os primeiros são a temperatura do ar, a temperatura radiativa média, a humidade atmosférica e a velocidade do vento; de entre os pessoais, saliente-se o vestuário e a produção metabólica de calor. Foram desenvolvidos vários modelos e índices para avaliar a componente termofisiológica do conforto térmico, a maior parte dos quais referentes às condições no interior dos edifícios, tendo como objectivo melhorar a sua climatização (Fanger, 1972; Parsons, 1993; Höpfe, 1999; Auliciems e De Dear, 1997). Estes modelos assumem em geral

condições estáveis (*steady-state conditions*) e relativamente simples e ignoram quase por completo os aspectos psicológicos e a adaptabilidade dos indivíduos (Cadima, 2000; De Dear e Brager, 2001). A sua aplicação ao estudo do conforto térmico no exterior tem, por isso, sido posta em causa, porque os espaços exteriores apresentam uma muito maior complexidade e variabilidade e os factores subjectivos são muito importantes (Höppe, 2002; Stathopoulos *et al.*, 2004; Knes e Thorsson, 2006). O estudo da importância desses factores subjectivos na percepção das condições térmicas de exterior é um dos objectivos do projecto URBKLIM (Climate and urban sustainability. Perception of comfort and climatic risks” - POCI/GEO/61148/2004), cujos resultados se encontram em Oliveira e Andrade (2007) e em Alcoforado *et al.* (2008).

No estudo microclimático de Telheiras foi modelada a *Temperatura Fisiológica*, como um meio de avaliar a influência termofisiológica combinada dos parâmetros atmosféricos significativos para o balanço energético do corpo humano: a temperatura do ar (T_a), a temperatura radiativa média (T_{mrt}), a tensão de vapor (Pa) e a velocidade do vento (v), considerando-se valores fixos de produção de calor interno (H) e de isolamento térmico do vestuário (I_{cl}) de, respectivamente, 80W/m^2 e $0,9\text{Clo}$.

A *Temperatura Fisiológica* é equivalente à temperatura do ar de um compartimento com um “ambiente padrão” ($T_a = T_{mrt}$; $v = 0,1$ m/s, $Pa = 12$ hPa), que requeira a mesma resposta termofisiológica que o ambiente real. Por exemplo, uma combinação de $T_a = 30,0^\circ\text{C}$, $T_{mrt} = 45,0^\circ\text{C}$, $Pa = 20\text{hPa}$ e $v = 2\text{m/s}$ corresponde a uma *Temperatura Fisiológica* de $34,1^\circ\text{C}$, o que significa que este ambiente térmico exige a mesma resposta termofisiológica que um “ambiente padrão” com $T_a = 34,1^\circ\text{C}$ (figura 2.12, Andrade, 2003).

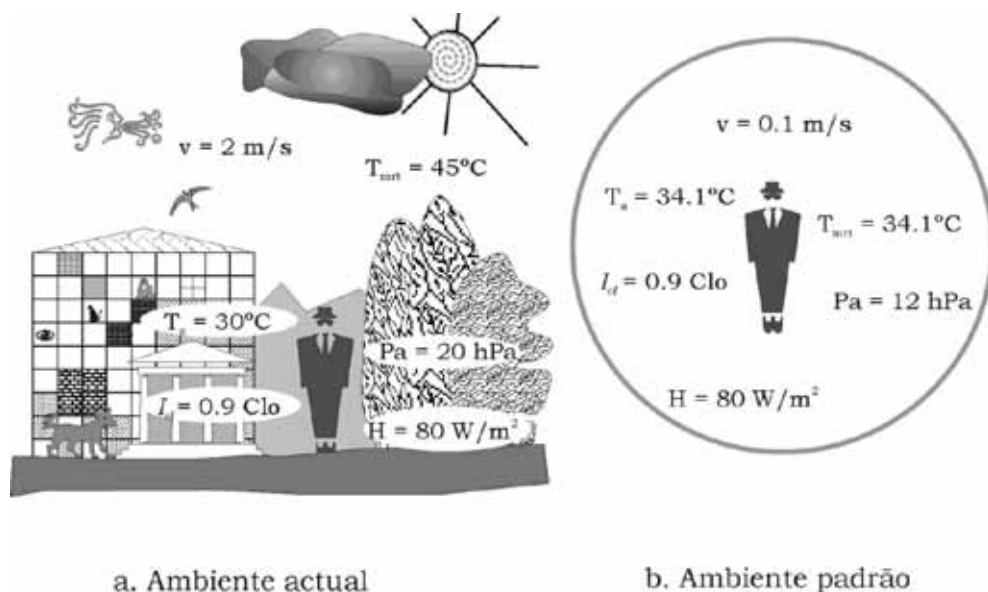


Figura 2.12 - Ambiente actual com *Temperatura Fisiológica* = 34.1°C e ambiente padrão equivalente.

Medições itinerantes

Embora as medições com registadores fixos tenham sido o principal processo de recolha de dados, também foram feitas medições itinerantes de temperatura e humidade do ar, velocidade do vento e radiação (de grande e pequeno comprimento de onda), de acordo com o método “clássico” em climatologia urbana (Alcoforado, 1992).

Na medição da temperatura do ar foi utilizado um termohigrómetro digital AI Rotronic, com uma precisão de 0,3°C a 23,0°C. A radiação solar foi medida utilizando um piranómetro CM 21 Kipp & Zonen, com 95% de precisão para um campo espectral entre 0,335 e 2,2 µm, e que capta a radiação de um campo com abertura de 180°. A radiação de grande comprimento de onda (5 a 25µm) foi medida com um pirgeómetro CGI Kipp & Zonen, com um campo de medição de 150°. Os valores medidos permitiram calcular a temperatura radiativa média (T_{mrt}), parâmetro que sintetiza todos os fluxos radiativos que incidem num determinado ponto (Andrade, 2003; figura 2.14). Foram realizados cinco percursos diurnos, sempre no início da tarde e outros tantos nocturnos, antes do nascer do Sol. Em todos os casos, as medições foram efectuadas em situações de céu limpo, mas com velocidades do vento muito variáveis.

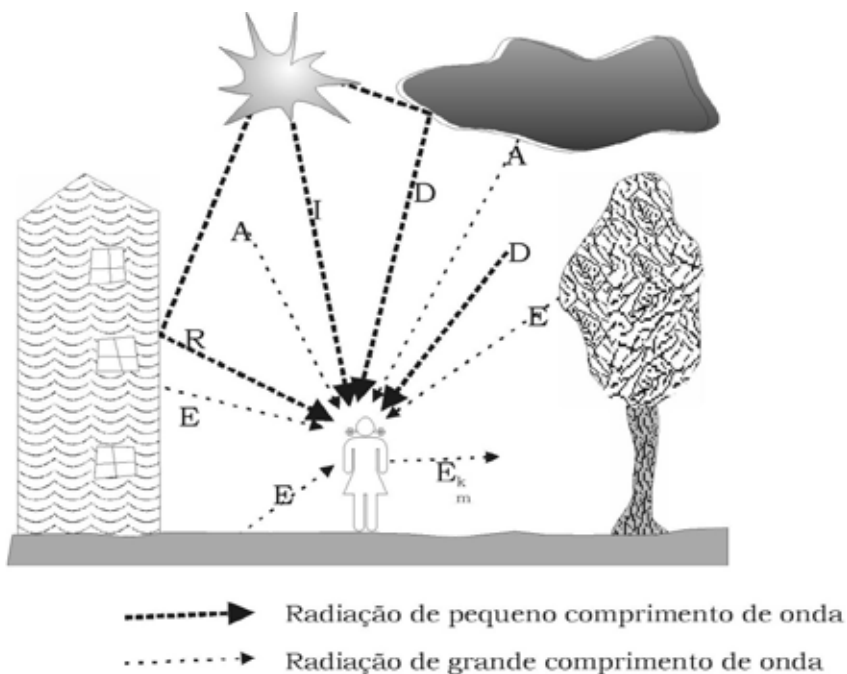
Modelação da temperatura radiativa média, da velocidade do vento e da temperatura fisiológica

As medições itinerantes ou fixas apenas fornecem uma informação pontual; o conhecimento da variação contínua, em termos espaciais e temporais, das propriedades da atmosfera, exige o recurso à modelação (Oke, 2006). Por outro lado, a realização de medições úteis de velocidade do vento, ao nível das ruas é extremamente difícil, tendo-se por isso recorrido à modelação para a estimação desta variável, necessária para o cálculo da *Temperatura Fisiológica*.

Para a modelação da velocidade do vento, recorreu-se ao modelo numérico de simulação microclimática *Envi-Met* (Bruse, 1999). A simulação foi feita numa grelha tridimensional, com uma malha com 5m de lado, em que foram representados os edifícios e a vegetação. Foram estimadas a direcção e a velocidade do vento, em cada unidade dessa grelha, para uma dada velocidade e direcção em Lisboa/Gago Coutinho.

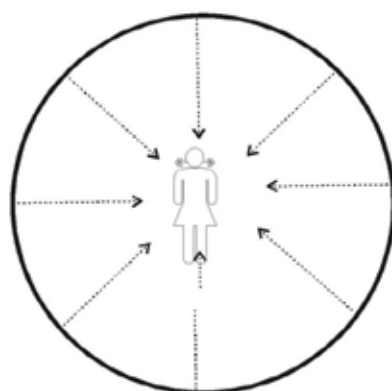
Para a modelação da T_{mrt} foi utilizado o programa *Rayman* (Matzarakis, 2002) A comparação dos valores medidos com os estimados permitiu validar os resultados do modelo.

A modelação da temperatura fisiológica foi feita separadamente, para os períodos nocturno e diurno. Neste último, foram obtidas equações distintas para as situações à sombra e ao Sol, de Verão e de Inverno. A estimação da *Temperatura Fisiológica* em Telheiras pôde assim ser feita considerando exclusivamente variáveis medidas ou estimadas em Lisboa/Gago Coutinho (temperatura do ar, velocidade e direcção do vento, radiação solar) e os parâmetros do local (nomeadamente o SVF – ver nota 1). A qualidade do ajustamento obtido em cada equação é dada



- I** - Radiação Solar directa **D** - Radiação Solar difusa
R - Radiação Solar reflectida **A** - Radiação térmica da Atmosfera
E - Radiação térmica das superfícies envolventes
E_{km} - Radiação térmica emitida pelo corpo humano

a. Termos do balanço radiativo do corpo humano num ambiente real



b. Involúcro negro uniforme com a mesma emissão radiativa total que o ambiente real em a; a sua temperatura é a T_{mrt}

Figura 2.14 - Fluxos radiativos entre o corpo humano e o ambiente.

pelo coeficiente de determinação (R^2) e pela análise dos resíduos. Para o período nocturno, o R^2 foi 0,98 e só 10,0% dos resíduos foram superiores a 1,0°C e 0,1% superior a 2°C; para o período diurno o R^2 esteve compreendido entre 0,93 e 0,97 e 34,0 a 54,0% dos resíduos superiores a 1°C (5 a 25% superior a 2°C). A estimação foi feita para diferentes tipos de tempo de Verão e de Inverno, seleccionados por terem uma elevada frequência ou pelo seu carácter extremo (tipos de tempo muito quentes, muito frios, muito ventosos...). Foi então possível passar ao cálculo da variação espacial da *Temperatura Fisiológica*, utilizando um SIG (em que cada *layer* corresponde a uma das variáveis independentes da equação de regressão) e sua representação gráfica. A utilização de um SIG, além de permitir a sua representação cartográfica contínua, tem a vantagem de ser facilmente actualizável (Andrade e Lopes, 1998; Andrade, 2003; Alcoforado e Andrade, 2006; Svensson e Eliasson, 2002).

2.5.3. Resultados: análise da variação espacial dos parâmetros

A variação espacial dos parâmetros medidos ou estimados foi analisada separadamente nos períodos diurno e nocturno. Procurou compreender-se os principais aspectos dessa variação e, sobretudo, as relações com os factores condicionantes, como a morfologia urbana. Uma forma particularmente útil de caracterizar a geometria/morfologia urbana é o chamado Factor de Visão de Céu (*Sky View Factor – SVF – Oke, 1987; Andrade, 2003, ver definição na nota 1*). Este parâmetro pode ser determinado a partir de uma fotografia tirada de baixo para cima com uma lente “olho de peixe” ou pode ser modelado. Foi analisado o ajustamento entre valores de *SVF* obtidos com uma lente “olho de peixe” e modeladas utilizando o programa *Rayman* e concluiu-se que o ajustamento entre os valores obtidos pelos dois processos é muito elevado, com um coeficiente de correlação de 0,999 (figura 2.15). Os valores das duas séries não se distinguem estatisticamente, quando comparados através da análise de variância ($F=0,006$, com um valor crítico de 4,05, para um limiar de probabilidade de 0,99).

A variação microclimática das condições nocturnas

Durante a noite, a variação da temperatura do ar foi muito menor do que a dos valores de T_{mrt} e de *Temperatura Fisiológica*: no Verão: 25% dos valores de amplitude espacial foram superiores a 5,2°C para a T_{mrt} , 3,5°C para a *Temperatura Fisiológica* e apenas 0,9°C para a temperatura do ar (no Inverno, esses valores foram, respectivamente 5,5°C; 3,9°C e 0,8°C). A amplitude espacial (diferença máxima entre dois locais de medição, num dado momento) da *Temperatura Fisiológica* e, em menor grau, da temperatura do ar diminui com o incremento da velocidade do vento e da nebulosidade.

O padrão térmico espacial é fortemente condicionado pela **geometria urbana**; os valores de temperatura aumentam com a diminuição do *SVF*. A T_{mrt} e a temperatura do ar são também afectadas pela produção de calor antrópico, o que

se reflecte em temperaturas mais elevadas nas áreas com ocupação terciária.

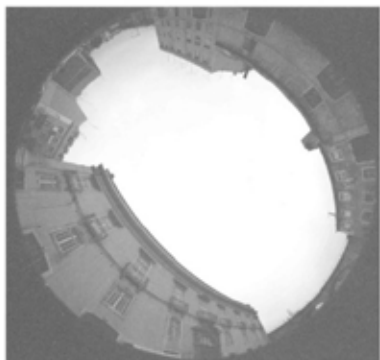
Como resultado disto, as temperaturas mais elevadas, foram registadas nos locais com menor SVF: locais 3, 7 e 5 (**figura 2.13**); com muita frequência, o local mais quente foi o 3, devido ao abrigo em relação ao vento Norte. As temperaturas mais baixas foram registadas, na maior parte das observações, nos locais 9 e 10 abertos e expostos ao vento em quase todas as direcções. A caracterização dos locais 3 e 10 (respectivamente, em média, o mais quente e o mais frio, durante a noite) é feita na figura 2.16.

Nos locais com SVF inferior a 0,40 (1, 3, 5 e 7), no Verão, mais de 21,0% de valores nocturnos de *Temperatura Fisiológica* foram superiores a 20°C; nos locais mais abertos (9 e 10, com SVF superior a 0,70) menos de 3,5% de valores de observações ultrapassaram aquele valor. No Inverno, por outro lado, as *Temperaturas Fisiológicas* inferiores a 4° C representaram mais de 20,0% nos locais abertos, mas menos de 8,0% nos locais com SVF inferior ou igual a 0,5.

Nas simulações correspondentes a situações estivais nocturnas, com vento Norte, os valores de *Temperatura Fisiológica* variaram muito entre os exemplos **a** e **b** da figura 2.17. Na noite **a**, muito quente, o valor de *Temperatura Fisiológica* ultrapassa 22°C nos locais mais abrigados e com menor SVF, enquanto em locais muito abertos podem ser um pouco inferiores a 18°C. Em noites deste tipo, a permanência no exterior pode ser agradável; contudo, o arrefecimento dos edifícios pode ser dificultado, com consequências negativas na qualidade do repouso nocturno, e particularmente graves sobre a saúde, em situações de vagas de calor (Meehl e Tebaldi, 2004; Epstein e Rogers, 2004). Na noite **b**, com vento forte de Norte, os valores de *Temperatura Fisiológica* variaram entre 8°C e 18°C (fresco ou moderadamente fresco, segundo Matzarakis *et al.*, 1998). Nas áreas mais frescas (ruas com orientação N-S, espaços abertos), é necessário um notável aumento do vestuário para manter o equilíbrio térmico).

Nas simulações correspondentes a situações de Inverno (figura 2.17.c, e, d), predominam as condições de frio. Com vento moderado de NW (figura 2.17.c) os valores de *Temperatura Fisiológica* foram inferiores a 4°C (mínimo de 3,1°C) nas áreas mais expostas, aproximando-se de 8°C nos locais mais abrigados. No exemplo d, correspondente a uma noite fria com vento de NE, as temperaturas foram claramente inferiores, com valores abaixo de 1°C em extensas áreas e nunca excedendo 4,8°C. Estes valores de *Temperatura Fisiológica* exigem um acréscimo acentuado de vestuário para manter o conforto térmico. É um facto que as áreas mais abertas (portanto mais frias), são sobretudo locais de passagem, não sendo utilizadas para longas permanências, sobretudo de madrugada; contudo, podem existir situações de exposição prolongada (por exemplo, em paragens de autocarro) deve ser tida em consideração a existência de grupos de indivíduos particularmente vulneráveis, como as crianças e os idosos.

Fotografias tiradas com lente “olho de peixe”



Diagramas polares obtidos com o modelo Rayman

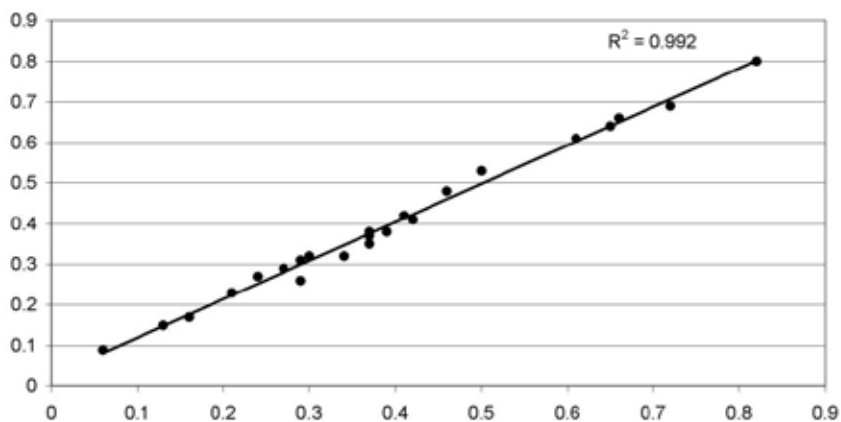
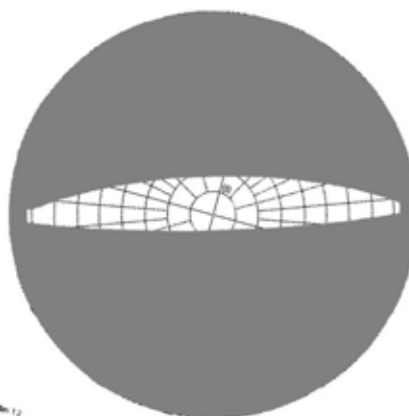


Figura 2.15. Relação entre o SVF obtido com uma lente “olho de peixe” e através do modelo RayMan.

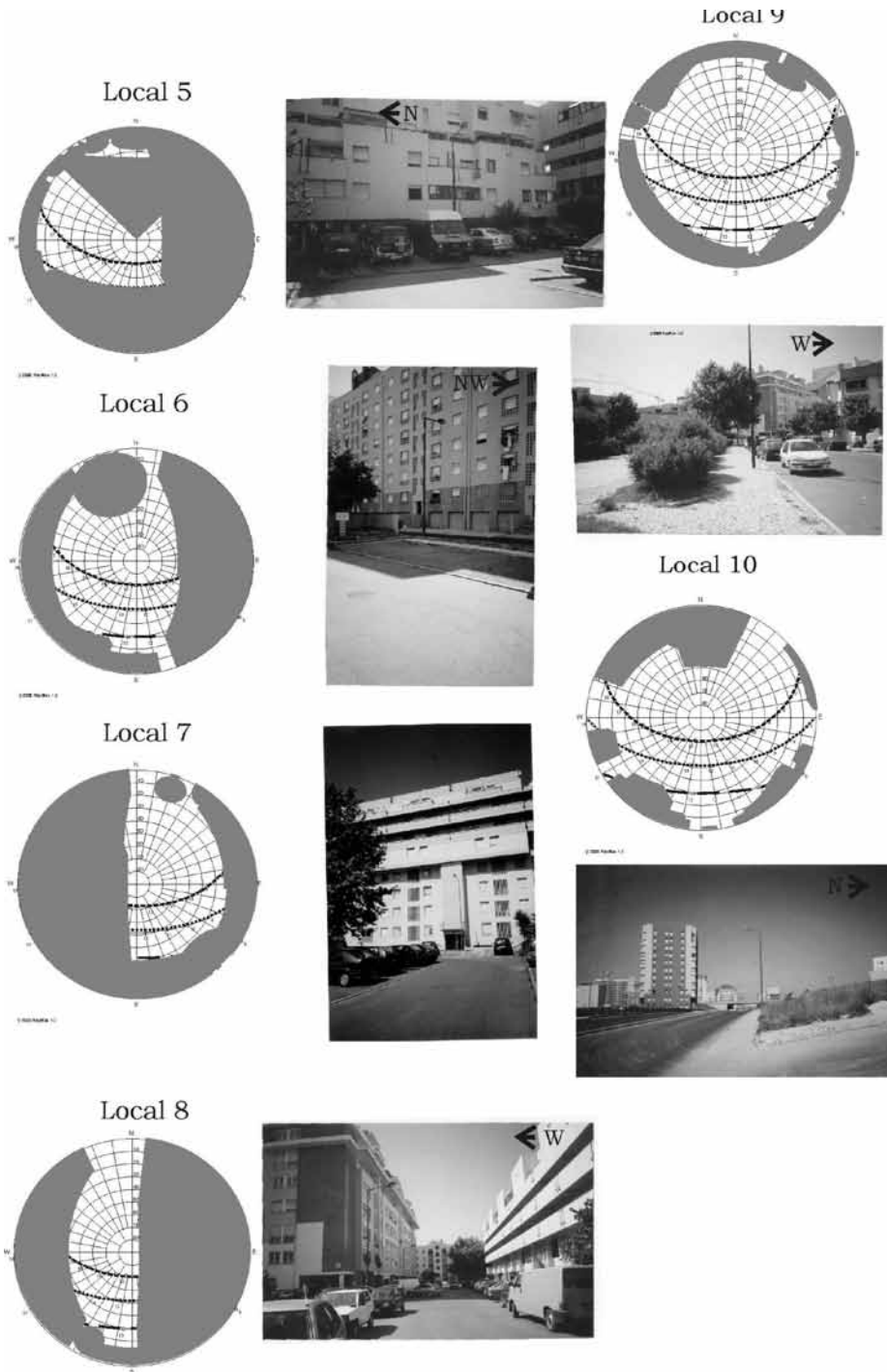


Figura 2.16. Locais de medição da temperatura do ar.

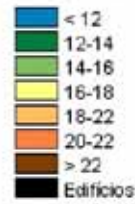


a. Noite de Verão do tipo **E-N1**, quente e com vento fraco de Norte (Xn no Quadro 7.24)



b. Noite de Verão do tipo **N2**, fresca e com vento moderado de Norte (Yn no Quadro 7.24)

Temperatura Fisiológica (°C)



c. Noite de Inverno do tipo **E/N**, fria e com vento fraco de NE (Wn no Quadro 7.24)



d. Noite de Inverno dos tipos **N3** ou **N4**, fresca, com céu nublado e vento moderado de NW (Zn no Quadro 7.24)

Temperatura Fisiológica (°C)



Figura 2.17. Temperatura Fisiológica estimada em Telheiras, em noites com diferentes características.

A variação microclimática das condições diurnas em Telheiras

A variação diurna dos parâmetros analisados é mais complexa do que a nocturna e a amplitude espacial dos valores é maior, devido ao facto de uns locais de medição se encontrarem à sombra e outros ao Sol. As maiores amplitudes observaram-se na T_{mrt} (25% superiores a 25°C no Verão e a 26,4°C no Inverno) e as menores na temperatura do ar (percentil 75 de 3,9°C no Verão e 2,6°C no Inverno); as da *Temperatura Fisiológica* foram, naturalmente, intermédias (percentil 75 de 15,5°C no Verão e 11,7°C no Inverno).

A relação com os factores urbanos condicionantes é também complexa, dado que a posição dos obstáculos em relação à altura e ao azimute solares varia continuamente. O balanço de radiação, a T_{mrt} , a temperatura do ar e a temperatura Fisiológica são muito condicionadas pela posição dos obstáculos em relação ao azimute solar. A altura dos obstáculos no sentido do azimute solar tem uma relação negativa com a temperatura, porque, quanto maior essa altura, maior a superfície à sombra e menor a radiação difusa recebida (**figura 2.18**) - com céu limpo ou pouco nublado, a radiação difusa provém sobretudo da direcção do azimute solar – Oke, 1987); pelo contrário, o aumento da altura e dos obstáculos na direcção oposta à do azimute solar tem uma relação positiva com a temperatura, porque as paredes expostas à radiação solar directa reflectem e emitem radiação. No Inverno, existe também uma tendência para que os locais mais abertos apresentem temperaturas altas, devido a uma exposição solar mais prolongada.

O padrão espacial das temperaturas variou, portanto, ao longo do dia, em função das condições de exposição à radiação solar e ao vento. A periferia das pracetas, junto às paredes expostas à radiação solar directa, tendem a ser os locais mais quentes (nas ruas, as condições de exposição solar são menos favoráveis). Os locais mais frescos têm naturalmente as condições contrárias: locais à sombra, expostos ao vento e que não se situem na proximidade de superfícies expostas ao Sol. Durante a manhã e no final da tarde, quando a maior parte dos locais se encontrava à sombra, os locais mais frescos foram, sobretudo, os mais ventosos (locais 8 e 9, **figura 2.13**).

A *Temperatura Fisiológica* foi igualmente modelada no período diurno, em tipos de tempo considerados representativos (**figura 2.19**). A sua variação associou-se essencialmente à exposição à radiação solar directa e ao vento. Os locais ao Sol e abrigados do vento foram naturalmente os mais quentes e os locais com as condições opostas foram os mais frescos. O significado bioclimático destas condições pode, contudo, variar muito entre o Verão e o Inverno.

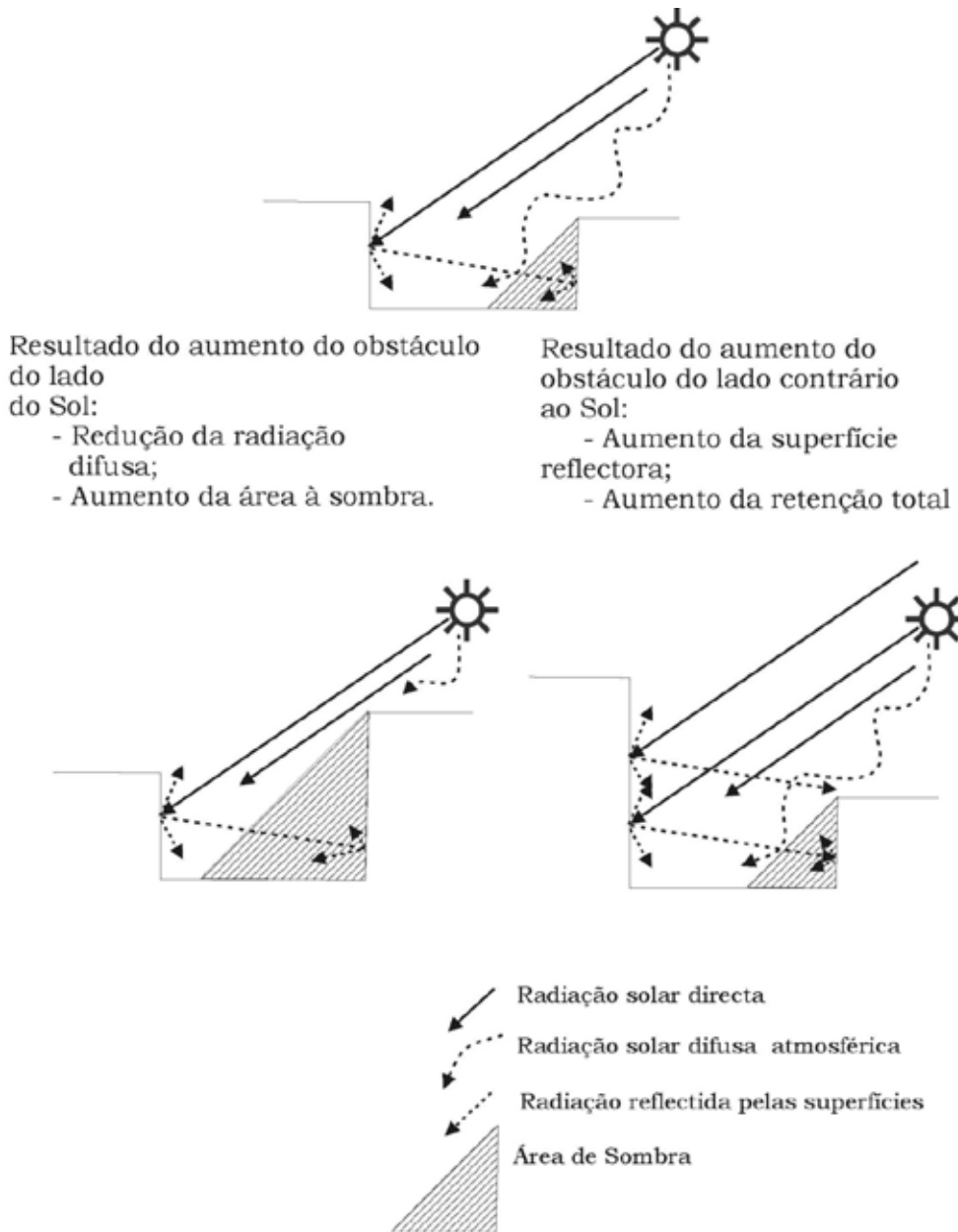


Figura. 2.18 - Efeito da variação da dimensão dos obstáculos urbanos sobre o balanço de radiação solar.

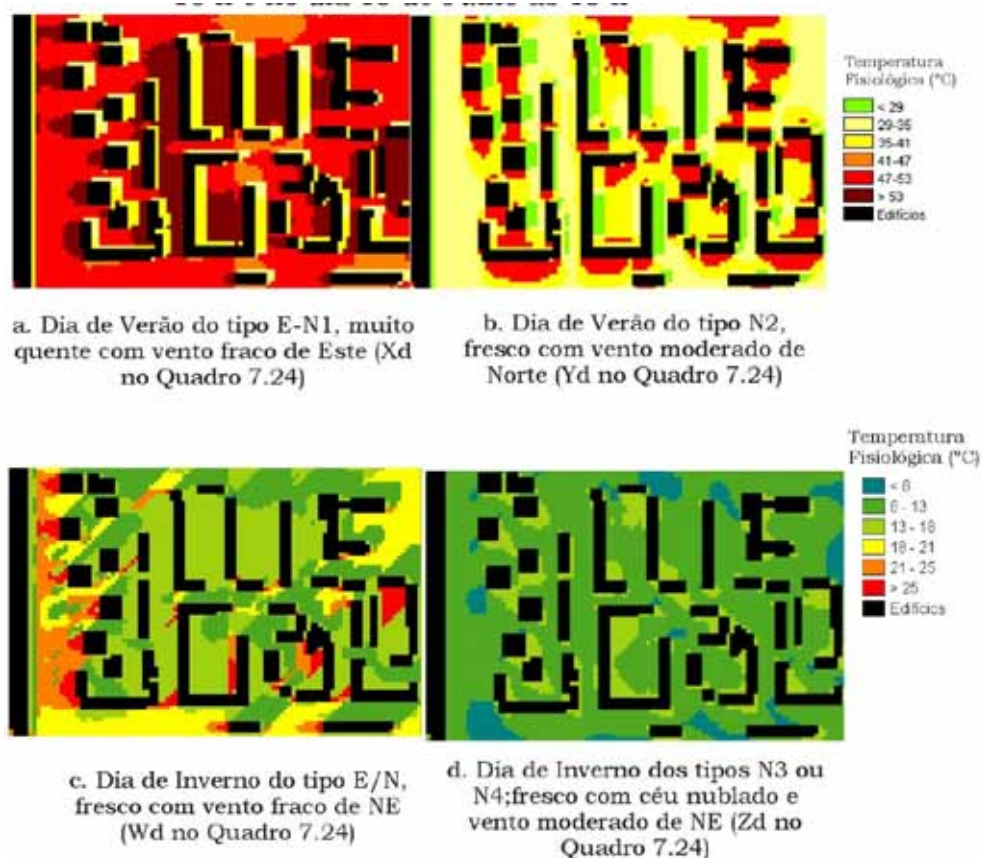


Figura. 2.19 - Temperatura Fisiológica estimada em Telheiras, em dias com diferentes características.

Na simulação **a** (um dia quente de Verão, com vento fraco de E), a *Temperatura Fisiológica* variou entre mais de 50°C (locais expostos ao Sol e abrigados do vento) e cerca de 30°C (locais ventosos e à sombra). A redução do desconforto térmico passa portanto, por proporcionar o máximo de condições de sombra com uma boa ventilação; em certos casos, devem ainda ser tomadas medidas adicionais de arrefecimento (por exemplo, através do incremento da evaporação).

Na simulação **b**, sob uma nortada moderada, a variação da *Temperatura Fisiológica* diferenciou-se do exemplo anterior sobretudo por causa das condições de ventilação; variou ainda entre perto de 50°C, em locais soalheiros e abrigados do vento e cerca de 26°C, à sombra, em locais ventosos. Num dia com estas características, o abrigo do Sol e a manutenção de condições de ventilação moderadas parecem ser as principais condições para se atingir o conforto térmico.

Nas simulações de Inverno (**c** e **d**), foram consideradas diferentes condições de nebulosidade. No exemplo **c**, com vento do quadrante E e céu limpo, os sec-

tores à sombra e abrigados do vento tiveram *Temperatura Fisiológica* entre 13,0 e 16,0°C, facilmente compensáveis através de um acréscimo de vestuário; nos sectores mais expostos ao vento (sobretudo eixos EW) a *Temperatura Fisiológica* foi mais baixa (próximos dos 10,0°C), exigindo já um maior acréscimo do isolamento térmico. Ao Sol, os valores situaram-se entre 16,0 e 20,0°C, com vento, mas entre 24,0 e 29,0°C em locais abrigados. Em dias deste tipo, a maior parte da área tem assim condições que se aproximam do conforto térmico. No exemplo **d** (céu muito nublado e vento moderado de NW), no cálculo da *Temperatura Fisiológica* foram consideradas condições de sombra em toda a área, o que resultou numa certa homogeneidade dos valores de *Temperatura Fisiológica* (entre 7,0° e 16,0°C); esta variou sobretudo em função do abrigo em relação ao vento e do SVF. Nestas condições, o controlo das condições de conforto deve ser feito, exclusivamente, através do **abrigo em relação ao vento**.

Síntese das condições térmicas em Telheiras

Em resumo, como foi já observado noutros estudos de escala semelhante, a variação espacial das condições bioclimáticas deve-se mais à radiação e ao vento do que à temperatura do ar (Andrade e Vieira, 2005; Andrade e Alcoforado, 2008), a qual, na escala microclimática, tem uma variação relativamente limitada.

A geometria urbana condiciona fortemente as condições térmicas nocturnas. Um SVF elevado é particularmente favorável em noites muito quentes, mas pode ter o efeito contrário em noites frias.

A exposição ao vento influencia as condições bioclimáticas, quer de dia, quer de noite. Como se viu, além das suas funções térmicas, o vento também modifica o conforto mecânico e tem um importante papel na dispersão de poluentes. Embora sejam conhecidas as direcções dominantes do vento, deve ser tido em conta que as situações que colocam os maiores problemas não são, necessariamente as mais frequentes.

Concluiu-se também que, durante o dia, a exposição à radiação solar directa é um factor fundamental para as condições térmicas no exterior. A utilização de vegetação caducifólia para proporcionar sombra pode resolver, em parte, a contradição entre a necessidade de sombra no Verão/Sol no Inverno, embora, este tipo de vegetação tenha, mesmo assim, um papel considerável na redução da radiação solar directa no Inverno (Oke, 1989).

2.6. Conclusões gerais e orientações para o ordenamento

O ambiente urbano modifica todos os parâmetros atmosféricos que condicionam o balanço energético do corpo humano e, conseqüentemente, o conforto térmico e a saúde humana. No Verão, o espaço urbano pode criar situações de desconforto térmico acentuado, com agravamento das conseqüências das vagas de calor estivais (Kalkstein e Green, 1997; Kalkstein, 1997) e incremento do consumo de energia para climatização dos edifícios. Em face dos cenários da variação climá-

tica futura, este aspecto ganha uma especial relevância (IPCC, 2001, 2007; Dessai, 2002; Casimiro *et al.*, 2006; Santos e Miranda, 2006).

Assim, as principais orientações para o ordenamento urbano, a esta escala, visam os seguintes objectivos:

- Limitar o aquecimento urbano, sobretudo durante o Verão;
- Proporcionar condições de exposição solar adequada nos espaços exteriores;
- Garantir condições de ventilação adequadas, favorecendo a qualidade do ar e contribuir também para o arrefecimento do ar e aumento do conforto térmico estival;
- Evitar condições de aceleração excessiva do vento ou de grande turbulência, que podem criar situações de risco para os transeuntes e contribuir para a recirculação indesejável de detritos.

Durante o dia, a **exposição à radiação solar directa** é um factor fundamental para as condições térmicas no exterior. No entanto, a influência da sombra no conforto térmico inverte-se entre o Verão e o Inverno, sendo favorável no período mais quente do ano e desfavorável no período frio. A **manutenção de condições de ventilação adequadas** é um factor fundamental para garantir a qualidade do ar no espaço urbano e para limitar o sobreaquecimento; as situações de aceleração excessiva do vento podem, pelo contrário, criar desconforto térmico e mecânico e mesmo riscos para a segurança dos transeuntes. Tal como a exposição à radiação solar, a variação da **velocidade do vento** pode ter efeitos contraditórios, segundo o tipo de tempo e a estação do ano; mesmo no Verão, as situações de nortada podem criar condições de desconforto (moderado) e, no Inverno, em períodos muito frios, a manutenção de um mínimo de ventilação é necessária, por motivos de qualidade do ar. Uma orientação “razoável” pode ser a de **manter condições de ventilação moderadas**, sem obstruir excessivamente a circulação do ar, mas evitando as velocidades demasiado elevadas.

Estes diversos objectivos podem ser obtidos através da modificação de três tipos de factores: a geometria urbana (incluindo o arranjo espacial dos edifícios), as características das superfícies e a vegetação.

- a) A **geometria urbana** condiciona o balanço de radiação e, consequentemente a temperatura do ar e as condições de ventilação.

Adoptando como prioridade de planeamento bioclimático, a esta escala, a redução da intensidade e extensão da ilha de calor urbano e no sentido de favorecer o arrefecimento nocturno, deve procurar manter-se um SVF elevado, evitando a criação de espaços demasiado confinados, uma vez que, durante a noite, um incremento de SVF de 0,5 provoca uma diminuição de 1,5°C na temperatura fisiológica (Andrade, 2003). A proximidade de paredes expostas à radiação solar directa é também um factor que favorece o aumento da temperatura do ar e da temperatura radiativa, enquanto a proximidade de obstáculos elevados na direcção do azimute solar tem o efeito contrário.

Assim, no que diz respeito à geometria urbana sugerem-se as seguintes orientações na escala microclimática, aplicáveis a áreas com condições semelhantes às de Telheiras:

- Evitar a construção de “tipologias fechadas”, que incrementam a recirculação do ar no seu interior. A inexistência de saídas de escoamento de ar pode levar à acumulação de detritos, que contribuem para a degradação dos espaços. Nas “tipologias em banda”, deverão ser previstas “entradas” e “saídas” nas, de modo a não limitar o escoamento do ar e não aumentar os movimentos turbilhonares. Pelas mesmas razões, dever-se-ão evitar as “tipologias em implantação linear”, perpendiculares ao vento dominante, sem passagens laterais para o escoamento do ar.
 - Traçar ruas amplas, para evitar efeitos de aceleração local do fluxo de ar (por exemplo através da plantação de árvores em fiadas), que podem provocar desconforto e mesmo acidentes em indivíduos fragilizados.
 - Manter abertas as vias de penetração dos fluxos de escala regional na cidade, considerando quer as direcções dominantes de N e NW, quer os fluxos de NE e E, mas evitar construir grandes vias de circulação com desníveis em relação às áreas envolventes, como no caso do eixo N-S.
- b) Para controlar a temperatura de superfície (e, indirectamente, a temperatura do ar), deverá proceder-se à **selecção dos materiais** em função do albedo, da condutividade térmica e da capacidade calorífica (Oke *et al.*, 1991; Doulos *et al.*, 2004). O revestimento das coberturas dos edifícios com material impermeabilizante de cor escura contribui fortemente para a absorção de radiação e para o sobreaquecimento estival no interior dos edifícios e, também, para o aumento da ilha de calor urbano de superfície, sendo por isso particularmente desaconselhado. A adopção de materiais de cobertura com albedo elevado deve ser considerado criteriosamente; se, por um lado, permite reduzir a transferência e acumulação de calor; por outro lado, a radiação reflectida pode ter efeitos nocivos ao nível do encandeamento (Givoni, 1998) e aumentar o *input* radiativo sobre o corpo humano, contribuindo para o desconforto térmico, em dias muito quentes e soalheiros de Verão (Andrade, 2003)
- c) **Os espaços verdes** também têm importante papel a desempenhar no arrefecimento das áreas urbanas, através do efeito de sombra e da evapotranspiração (Oke, 1989; Andrade e Vieira, 2005). A vegetação desempenha também a função de filtro de alguns poluentes da atmosfera urbana (Upamnis *et al.*, 2001). Com base em diferentes estudos, já realizados ou em curso, verifica-se que papel de arrefecimento dos espaços verdes tem uma relação directa com a sua dimensão; contudo, pequenos espaços, mesmo quando não influenciem significativamente a temperatura do ar podem trazer outros benefícios microclimáticos importantes às áreas urbanas, nomeadamente ao nível da radiação solar (Andrade, 2003; An-

drade e Vieira, 2005). Deve, por isso, maximizar-se a área de espaços verdes, de preferência com uma estrutura interna diversificada (planos de água, superfícies relvadas, grupos de árvores de diferentes alturas, etc.). A utilização da vegetação deve ser ponderada considerando as características das espécies utilizadas, a função do espaço em causa e o efeito pretendido; por exemplo, as árvores podem ajudar a sustentar o ímpeto do vento nos locais em que existem acelerações, criando ambiências mais agradáveis para permanência no exterior, mas não devem formar conjuntos nos corredores de ventilação pois, mesmo que se trate de uma barreira permeável, haverá uma diminuição indesejável do escoamento do ar; por outro lado, plantadas nos locais potencialmente geradores do aumento da turbulência, as árvores poderiam atenuar este efeito. As vantagens da utilização de vegetação caducifólia são apontadas por muitos autores.

A dificuldade em conciliar as necessidades térmicas, em diferentes estações do ano e sob diferentes tipos de tempo, leva a considerar adequada a recomendação da Sociedade de Meteorologia Alemã: proporcionar a diversidade microclimática e evitar as condições extremas, criando áreas de diferentes microclimas (com diversas condições de abrigo em relação ao vento, protecção da radiação solar, etc.), evitando criar espaços demasiado confinados, proporcionando sombra no Verão nos espaços de passagem e de permanência no exterior, através de utilização de vegetação caducifólia. Por outro lado, salienta-se a importância de considerar, no planeamento dos espaços exteriores, os períodos e tipos de utilização (e de utilizador), evitando soluções estereotipadas e simplistas.

Agradecimentos

A investigação que conduziu à elaboração deste artigo foi elaborada no âmbito dos projectos CLIMLIS “Princípios climáticos para o planeamento urbano. Aplicação a Lisboa” – (POCTI/34683/GEO/2000), “Orientações climáticas para o planeamento e o ordenamento em Lisboa” (PROJECTO CML), subsidiado pela Câmara Municipal de Lisboa e URBKLIM - *Climate and urban sustainability. Perception of comfort and climatic risks.*

POCI/GEO/61148/2004 (<http://www.ceg.ul.pt/urbklm/index.html> , <http://www.clima.org>)

Referências Bibliográficas

- Alcoforado, M. J. (1992). O clima da região de Lisboa, contrastes e ritmos térmicos. Lisboa, Memórias do C.E.G, vol.15 (PhD Thesis).
- Alcoforado, M. J. (1996). Comparaison des ambiances bioclimatiques estivales d'espaces verts de Lisbonne. Publications de l'Association Internationale de Climatologie, 9: 273-280.
- Alcoforado, M.J. (2006). Planning procedures towards high climatic quality cities. Example referring to Lisbon. Finisterra-Revista Portuguesa de Geografia, XLI (82): 49- 64
- Alcoforado, M.J.; Andrade, H. (2006). Nocturnal urban heat island in Lisbon (Portugal): main features and modelling attempts. Theoretical and Applied Climatology, 84(1-3): 151-159
- Alcoforado, M.J.; Andrade, H.A. (2008). Global warming and urban heat island; In: Marzluff, J.M.; Shulenberg, E.; Endlicher, W.; Alberti, M.; Bradley, G.; Ryan, C.; Simon, U. ZumBrunnen, C. (Eds.), Urban Ecology, Springer, pp. 249-262.
- Alcoforado, M. J.; Vieira, H. (2004). Informação climática nos planos directores municipais de concelhos urbanos. Sociedade e Território, 37/38: 103-118.
- Alcoforado, M.J.; Andrade, H.; Lopes, A.; Oliveira, S. (2007). A ilha de calor de Lisboa. Aquisição de dados e primeiros resultados estatísticos para aplicação ao ordenamento urbano. In Geophilia - O Sentir e os Sentidos da Geografia. Homenagem a Jorge Gaspar, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa: 593-612
- Alcoforado, M.J.; Andrade, H.; Lopes, A.; Oliveira, S., (ed.) (2008). Estudos sobre Cidades e Alterações Climáticas. Área de Investigação de Geo-Ecologia, 8, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, 108 pp.
- Alcoforado, M.J.; Andrade, H.; Lopes, A.; Vasconcelos, J. (2009a) - Application of climatic guidelines to urban planning. The example of Lisbon (Portugal). Landscape and Urban Planning, 90(1-2): 56-65.
- Alcoforado, M. J.; Lopes, A.; Andrade, H.; Vasconcelos, J.; Vieira, R. (2005). Orientações climáticas para o planeamento e o ordenamento em Lisboa. Relatório da Área Científica de Geo-Ecologia, nº 4, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa – http://pdm.cm-lisboa.pt/rev_est2.html
- Alcoforado, M.J.; Andrade, H., Lopes, A., Vasconcelos J., Vieira R. (2006). Observational studies on summer winds in Lisbon (Portugal) and their influence on daytime regional and urban thermal patterns. Merhavim. 6: 90-112.
- Alcoforado, M.J. (coord.) ; Andrade, H.; Oliveira, S.; Festas, M.J.; Rosa, F. (2009b). Alterações climáticas e desenvolvimento urbano. DGOTDU. Série Política de cidades, 4, 90 pp.
- Almeida, P. V. (1994). Telheiras. In: F. Santana e E. Sucena (Direcção) Dicionário de História de Lisboa, Carlos Quintas e Associados – consultores, Sacavém:

- pp. 901-902.
- Andrade, H. (1996). A qualidade do ar em Lisboa, valores médios e situações extremas. *Finisterra. Revista Portuguesa de Geografia*, XXXI (61): 43-66.
- Andrade, H. (1998). O desconforto térmico estival em Lisboa. Uma abordagem bioclimática. *Finisterra. Revista Portuguesa de Geografia*, XXXIII (66): 41-58.
- Andrade, H. (2003). *Bioclima humano e Temperatura do ar em Lisboa* (PhD Thesis). Universidade de Lisboa.
- Andrade, H.; A. Lopes (1998). A utilização de um SIG para estimação das temperaturas em Lisboa. In: F. F. Garcia, E. G. Gallego; R. C. Torrecilla, (eds.), *Clima y ambiente urbano en ciudades Ibéricas e IberoAmericanas*, ed. Parteluz. Madrid: pp. 85-91.
- Andrade, H.; Alcoforado; M.J. (2008). Microclimatic variation of thermal comfort in a district of Lisbon (Telheiras) at night. *Theoretical and Applied Climatology*, 92(3-4): 225-237.
- Andrade, H.; Vieira, R. (2005). Estudo climático de um espaço verde de Lisboa: o Jardim da Fundação Calouste Gulbenkian. Área de Investigação de Geo-Ecologia, Relatório n.º 5, CEG, Lisboa.
- Auliciems, A.; De Dear R. (1997). Thermal adaptation and Variable Indoor Climate Control. In: Auliciems A. (ed), *Advances in Bioclimatology 5, Human Bioclimatology*. Springer, Queensland: pp. 61-86.
- Borges, A. (1968). O túnel aerodinâmico do Laboratório Nacional de Engenharia Civil. LNEC. Memória N° 319, Lisboa,
- Bruse, M. (1999). Modelling and strategies for improved urban climates. 15° International Congress of Biometeorology & International Conference on Urban Climatology, Sydney. Australia, Macquarie University.
- Cadima, P. S. P. (2000). *Transitional Spaces*. Architectural, Architectural Association Graduate School, London.
- Casimiro, E.; Calheiros, J.; Santos, F. D.; Kovats S. (2006). National Assessment of Human Health Effects of Climate Change in Portugal: Approach and Key Findings. *Environmental health perspectives*, 114 (12): 1950-1956.
- De Dear, R.; Brager, G. S. (2001). The adaptive model of thermal comfort and energy conservation in the built environment. *International Journal of Biometeorology*, 45: 100-108.
- Dessai, S. (2002). Heat stress and mortality in Lisbon. Part I. Model construction and validation. *International Journal of Biometeorology*, 47 (1): 6-12.
- Dimoudi, A.; Nikolopoulou, M. (2003). Vegetation in the urban environment: microclimatic analysis and benefits. *Energy and Buildings*, 35(1): 69-76.
- Doulos, L.; Santamouris, M.; Livada, I. (2004). Passive cooling of outdoor urban spaces. The role of materials. *Solar Energy*, 77 (2): 231-349.
- Epstein, P.; Rogers, C. (eds.) (2004). *Inside the Greenhouse. The Impacts of CO₂ and Climate Change on Public Health in the Inner City*. Report from the

- Center for Health and the Global Environment. Harvard Medical School.
- Fanger, P. O. (1972). Thermal comfort. McGraw-Hill, Nova York.
- Gandemer, J. (1975). Wind environment around buildings: aerodynamic concepts. Proceeding of the Fourth International Conference on Wind Effects on Building and Structures, Cambridge University Press, Cambridge: pp. 423-432.
- Givoni, B. (1998). Climate considerations in building and urban design. John Wiley & Sons, New York.
- Grimmond C. S. B. (2006). Progress in measuring and observing the urban atmosphere. Theoretical and Applied Climatology, 84(1-3): pp. 3-22.
- Hassid, S.; Santamouris, M.; Papanikolaou, N.; Linardi, A.; Klitsikas, N.; Georgakis, C.; Assimakopoulos, D. (2000). The effect of the Athens heat island on air conditioning load. Energy and Buildings, 32 (2): pp. 131–141.
- Höppe, P. (1999). The Physiological Equivalent Temperature—an universal index for the biometeorological assessment of the thermal environment. International Journal of Biometeorology, 43: 71–75.
- Höppe, P. (2002). Different aspects of assessing indoor and outdoor thermal comfort. Energy and Buildings, 34: pp. 661–665.
- IPCC (2001). Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Cambridge University Press, Cambridge.
- IPCC (2007). Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability, Summary for Policymakers. Cambridge University Press, Cambridge.
- Kalkstein, L. S. (1997). Climate and human mortality: relationships and mitigating measures. In: A. Auliciems, (ed.) Advances in Bioclimatology. 5. Human Bioclimatology, Springer, Queensland, 5: pp. 161-177.
- Kalkstein, L. S.; Greene, J. S. (1997). An Evaluation of Climate/Mortality Relationships in Large U.S. Cities and the Possible Impacts of a Climate Change. Environmental Health Perspectives, 105 (1): 2-11.
- Knez, I.; Thorsson, S. (2006). Influences of culture and environmental attitude on thermal, emotional and perceptual evaluations of a public square. International Journal of Biometeorology, 50: 258-268.
- Lopes, A. (2003). Modificações no clima urbano de Lisboa como consequência do crescimento urbano. Vento, ilha de calor de superfície e balanço energético. Dissertação de Doutoramento apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa.
- Matzarakis, A. (2002). Validation of modelled mean radiant temperature within urban structures. Conference on Agricultural and Forest Meteorology – 12th joint conference on the applications of air pollution meteorology and Forest Meteorology. Fourth symposium on the urban environment, AMS: pp. 172-173.
- Matzarakis, A.; Beckröge, W.; Mayer, H. (1998). Future perspectives in Applied Urban Climatology. In Proceedings of the second Japanese-German meet-

- ing, Report of Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, Special Report nº 1: pp. 109-122.
- Meehl, G. A.; Tebaldi, C. (2004). More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st Century. *Science*, 305: 994-997.
- Oke, T. R.; Johnson, G. T. M.; Steyn, D. G.; Watson, I. D. (1991). Simulation of surface urban heat islands under 'ideal' conditions at night. Part 2: Diagnosis of causation. *Boundary-Layer Meteorology*, 56: 339-358.
- Oke, T. R. (1987). *Boundary Layer Climates*. Routledge, London.
- Oke, T. R. (1989). The micrometeorology of the urban forest. *Phil. Trans. R. Soc. Lond., B (324)*: 335-349.
- Oke, T. R. (2006). Towards better scientific communication in urban climate. *Theoretical and Applied Climatology*, 84 (1-3): 179-190.
- Oliveira, S.; Andrade, H. (2007). An initial assessment of the bioclimatic comfort in an outdoor public space in Lisbon. *International Journal of Biometeorology*, 52: 69-84.
- Parsons K. C. (1993). *Human thermal environments*. Taylor & Francis, London.
- Pinho, A. (2003). Bairro de Telheiras. Aplicação de princípios climáticos à arquitectura. LNEC. Inédito.
- Santamouris, M. (2001). The energy impact of the urban environment. In M. Santamouris, ed., *Energy and Climate in the Built Environment*, James & James Ltd, London: pp. 97-109.
- Santos, F. D.; Forbes, K.; Moita, R. eds. (2002). *Climate Change in Portugal. Scenarios, Impacts and Adaptation Measures — SIAM Project*. Lisbon: Gradiva Publishers, em http://www.siam.fc.ul.pt/SIAM_Book
- Stathopoulos, T.; Wu, H.; Zacharias, J. (2004). Outdoor human comfort in an urban climate. *Build. Environ.*, 39 (3): 297-305.
- Upmanis, H.; Eliasson, I.; Andersson-Sköld, Y. (2001). Case studies of the spatial variation of benzene and toluene concentrations in parks and adjacent built-up areas. *Water, Air and Soil Pollution*, 129: 61-81.
- Vasconcelos, J. (2006). *Climatic Assessment for the urban planning. Influence of the urban development in the estuarine breezes in Lisbon*. (in Portuguese) Msc Thesis: New University of Lisbon.
- Vieira, G. T., C. Mora; M. Ramos. (2000). Registadores automáticos de baixo custo para monitorização de temperaturas do ar, da rocha e do solo. Finisterra. *Revista Portuguesa de Geografia*, XXXV (69): 139-148.

3 · Variação de alguns elementos agroclimáticos na região de Lisboa, nos últimos 80 anos

Francisco G. Abreu, Ana M.D. Ferreira, Tiago J. Magro, Agostinho G. Mendes

Departamento de Ciências do Ambiente, Instituto Superior de Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa.

fgabreu@isa.utl.pt

Resumo

Os elementos agroclimáticos que mais condicionam o desenvolvimento da vegetação e a produção de biomassa vegetal são a radiação solar, a temperatura, a precipitação e a evapotranspiração. Este trabalho analisa a tendência de evolução nos últimos 80 anos da insolação mensal, das médias mensais das temperaturas máximas e mínimas diárias do ar, da precipitação mensal (R), da evapotranspiração potencial mensal (ETP) e da disponibilidade hídrica climática na região de Lisboa utilizando dados da estação agrometeorológica de Lisboa/Tapada, e discute algumas das suas consequências sobre a vegetação.

Desde 1970/75 a temperatura tem aumentado significativamente, sobretudo em Março e em Junho, aumentando a duração do período térmico anual de crescimento e reduzindo a duração dos ciclos de desenvolvimento das culturas. A precipitação em Março tem diminuído drasticamente desde 1965, pelo que Março é agora frequentemente um mês seco ($R < ETP$), o que tem aumentado a duração do período seco durante o ano agrícola. Além disso, neste tipo de clima quanto menor a precipitação menor é a disponibilidade hídrica, não só porque R é menor mas também porque ETP é maior; por exemplo, em Março por cada 10 mm de precipitação a ETP diminui 2 mm. Como estas tendências de variação do clima afectam negativamente a produtividade das culturas, a antecipação da sementeira das culturas de Primavera/Verão e a utilização de cultivares de ciclo curto em sequeiro e de ciclo longo em regadio são medidas de mitigação a recomendar.

Palavras-chave: *Variação do clima, temperatura, precipitação, evapotranspiração, agricultura.*

Abstract

Solar radiation, temperature, rainfall and evapotranspiration are the major climate elements affecting vegetation development and biomass production. This work analyses the evolution over the last 80 years of monthly sunshine duration, mean monthly maximum and minimum daily air temperatures, monthly rainfall (R), monthly potential evapotranspiration (ETP) and climatic water availability in the Lisbon region using data from the agrometeorological weather station of Lisboa/Tapada, and discusses some of the consequences for the vegetation.

Since 1970/75 temperature has increased significantly, mainly in March and in June, increasing the length of the thermal growing season and reducing the duration of crops development cycles. Rainfall in March has been drastically reduced since 1965, so that March is now frequently a dry month ($R < ETP$), which has increased the length of the dry period during the growing season. Moreover, in this type of climate the smaller the rainfall the smaller the amount of available water, not only because R is smaller but because ETP is also higher; for example, in March for every 10 mm of rainfall ETP decreases 2 mm. Since these tendencies of climate variation affect crops yields negatively, the anticipation of sowing dates for Spring/Summer crops and the use of short cycle cultivars in dry-land agriculture and long cycle cultivars under irrigation are mitigation measures to be recommended.

Keywords: Climate variation, temperature, rainfall, evapotranspiration, agriculture.

3.1. Introdução

Os elementos agroclimáticos que mais condicionam regionalmente o desenvolvimento da vegetação e a produção de biomassa vegetal são a radiação solar, a temperatura, a precipitação e a evapotranspiração, com estes dois últimos elementos a determinarem a disponibilidade hídrica climática. Em cada região a vegetação em geral e as culturas em particular estão adaptadas às respectivas condições climáticas, embora a variabilidade interanual dos elementos agroclimáticos imponha diferenças no comportamento da vegetação de ano para ano.

A tendência actual de variação do clima é a de um aquecimento global da superfície do globo e da baixa atmosfera, associada a uma redistribuição temporal e espacial da precipitação. Em Portugal Continental, as médias das temperaturas máximas e mínimas estão a aumentar desde 1975 a um ritmo de 0,47 e 0,48°C por decénio, respectivamente (Miranda *et al.*, 2006). Em relação à precipitação, os mesmos autores e Miranda *et al.* (2002) referem que se observa uma tendência para o aumento de ocorrência de situações extremas, além de uma maior concentração da precipitação nos meses de Inverno e redução nos meses de Primavera, sobretudo em Março. À escala global, o aumento estimado da temperatura média nos últimos 100 anos (1906-2005) é da ordem dos 0,74±0,18°C e observa-se uma redução da precipitação nas regiões mediterrâneas associada à ocorrência mais frequente de secas (IPCC, 2007).

Esta tendência de aumento da temperatura afecta a fenologia da vegetação e a calendarização das actividades agrárias (Sparks *et al.*, 2005; Menzel e Sparks, 2006), uma vez que os ciclos de desenvolvimento vegetativo se iniciam mais cedo e as durações cronológicas das fases entre os vários estados fenológicos são mais curtas. De facto, a relação empiricamente validada entre a taxa (R_i , dia⁻¹) a que decorre a fase de desenvolvimento i e a temperatura é do tipo

$$\left\{ \begin{array}{l} R_i = \frac{1}{\tau_i} = \frac{1}{\theta_1} (T - T_b) \quad , \quad T_b \leq T \leq T_o \\ R_i = \frac{1}{\tau_i} = \frac{1}{\theta_2} (T_m - T) \quad , \quad T_o \leq T \leq T_m \\ R_i = 0 \quad , \quad T < T_b \text{ e } T > T_m \end{array} \right. \quad (1)$$

onde τ_i (dias) é a duração cronológica da fase (Garcia-Huidobro, 1982; Ferrão *et al.*, 1996). As temperaturas base (T_b), óptima (T_o) e máxima (T_m) são as temperaturas cardinais de i e T é a temperatura a que decorre a fase. Quando $T = T_o$, a taxa é máxima e a duração cronológica é mínima. À medida que T se aproxima de T_b ou de T_m a taxa diminui linearmente com a variação de temperatura e a duração cronológica aumenta correspondentemente. Se $T \leq T_b$ ou $T \geq T_m$, o desenvolvimento é muito lento e a duração cronológica para que a fase se complete tão grande que

a taxa é, em termos práticos, nula. τ_1 e θ_2 (em °C dia) são os tempos-térmicos ou durações térmicas da fase i a temperaturas sub-óptimas e supra-óptimas, respectivamente. Em geral, as temperaturas cardinais e as durações térmicas são grandezas conservativas para uma dada cultivar e para uma determinada fase de desenvolvimento (Squire, 1990; Andrade, 2001). No entanto, outras variáveis ambientais como o fotoperíodo e a deficiência hídrica marcada podem alterar a relação entre o desenvolvimento e a temperatura (Squire, 1990; Campbell e Norman, 1998), sobretudo o fotoperíodo (Körner, 2006).

Na equação (1), T deveria ser a temperatura meristemática apropriada à fase ou processo de desenvolvimento em causa, mas na prática utiliza-se frequentemente a temperatura média diária do ar. Com o aumento de temperatura, se T ultrapassar T_o , o que já acontece nas horas mais quentes do dia relativamente à emergência de algumas culturas (Andrade, 2001), a taxa diminuirá e a duração cronológica aumentará. No entanto, o mais frequente e generalizado será um aumento integrado de T inferior a T_o , pelo que a duração cronológica de cada fase de desenvolvimento será cada vez mais curta.

É do conhecimento geral que as vindimas em Portugal se realizam agora mais cedo do que na década de 60, o que se deve em parte a um abrolhamento mais precoce das videiras e à redução da duração cronológica do ciclo vegetativo. Esta situação não é única, pois ocorre na maioria das regiões produtoras de vinho (Jones *et al.*, 2005). Também nos vales do Mondego, do Vouga e do Tejo alguns agricultores antecipam já a sementeira de milho devido às Primaveras mais quentes; o mesmo acontece no Alentejo, com a cultura do girassol.

A aceleração do desenvolvimento afectará negativamente a produção de biomassa porque reduzirá o período de tempo em que as culturas estarão activas no terreno, a interceptar radiação solar e a fotossintetizar. Pinto *et al.* (2006) prevêem uma redução na produtividade do trigo, arroz e milho em vários cenários de variação do clima até ao fim do presente século em Portugal. De facto, a produtividade das culturas no intervalo de tempo τ (dias) é dada pela integração ao longo do tempo t (dia) da taxa diária de produção de biomassa (W , kg m⁻² dia⁻¹), na forma

$$\int_0^{\tau} W . dt = \varepsilon \int_0^{\tau} f . S . dt \quad (2)$$

onde ε é a eficiência de conversão da radiação solar em biomassa (kg MJ⁻¹), f é a fracção de radiação solar interceptada e S (MJ m⁻² dia⁻¹) é o total diário da radiação solar global incidente (Monteith, 1981; Squire, 1990). O valor de ε depende do tipo de vegetação e das condições ambientais (Russel *et al.*, 1989) e varia de dia para dia em culturas anuais. Situações de stress hídrico intenso podem reduzir o valor de ε (Squire, 1990; Pereira *et al.*, 2006). Contudo, ε para um intervalo de tempo suficientemente longo tende a ser conservativo para uma dada cultivar adaptada às condições ambientais “crónicas” locais (Monteith, 1991; Russel *et al.*, 1989), embora o seu valor possa ser inferior àquele em condições não limitantes. Assim, e sem

considerar as influências directas da temperatura (Körner, 2006) e da concentração atmosférica de CO₂ (Ziska e Bunce, 2006) nas taxas de fotossíntese e de respiração, a redução do ciclo vegetativo reduzirá a produtividade final por reduzir τ . A deficiência hídrica pode afectar ainda mais a produtividade por diminuir o índice de área foliar e consequentemente f , diminuindo assim a radiação solar interceptada (Squire, 1990; Pereira *et al.*, 2006).

Este trabalho analisa a tendência de evolução das temperaturas máximas e mínimas do ar, da precipitação, da evapotranspiração potencial (ETP) e da disponibilidade hídrica climática na região de Lisboa nos últimos 80 anos utilizando os dados da estação agrometeorológica de Lisboa/Tapada, e discute algumas das suas consequências sobre a vegetação.

3.2. Dados climáticos

A estação agrometeorológica de Lisboa/Tapada (38°42'N, 9°11'W, altitude 60 m) faz parte da rede meteorológica do Instituto de Meteorologia e fica localizada no Instituto Superior de Agronomia, no interior dos cerca de 100 ha do parque botânico e florestal da Tapada da Ajuda, contíguo ao parque natural de Monsanto, em Lisboa. Desta estação, utilizaram-se os valores médios mensais e anuais das temperaturas máximas e mínimas diárias do ar de 1925 a 2006, os valores mensais e anuais da precipitação (R, mm) de 1921 a 2006, os valores mensais da ETP (mm) de Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998) e os valores mensais da insolação real de 1966 a 2005. A homogeneidade das séries de dados de temperatura e precipitação foi analisada com o teste SNHT (Alexandersson, 1986) e com o teste não paramétrico de permanências, e não foram detectados desvios significativos nos valores das várias séries. De facto, a estação não mudou de local desde a sua instalação, nem de observador desde 1970. Algumas falhas nas séries de temperatura não foram preenchidas por serem séries já suficientemente longas para os objectivos do estudo.

Para o cálculo da disponibilidade hídrica climática a partir dos valores mensais de R e de ETP considerou-se na região um solo com uma capacidade de armazenamento de água útil de 150 mm/m, com um metro de profundidade e com uma reserva facilmente utilizável de 40%.

3.3. Temperatura do ar

A variação ao longo dos anos dos valores médios anuais das temperaturas máximas e mínimas diárias é apresentada na figura 3.1. A flutuação interanual das máximas é superior à das mínimas. No caso das máximas, observa-se um período de aquecimento até 1945/50, seguido de um período de arrefecimento até cerca de 1970 e um novo período de aquecimento desde então, mas os valores actuais são inferiores aos do decénio de 1940. Já no caso das mínimas, as médias móveis de 10 anos mostram que o período de aquecimento inicial é pouco evidente, embora os dois períodos subsequentes sejam notórios, sobretudo o de aquecimento actual

que parece ter tido início mesmo mais cedo do que no caso das máximas. Este comportamento é semelhante ao de vários outros locais do continente (Miranda *et al.*, 2002) e corresponde aproximadamente aos dois períodos de aquecimento (1910/45 e desde 1976) e ao período de arrefecimento (1946/75) à escala global (Jones *et al.*, 1999; Karl *et al.*, 2000).

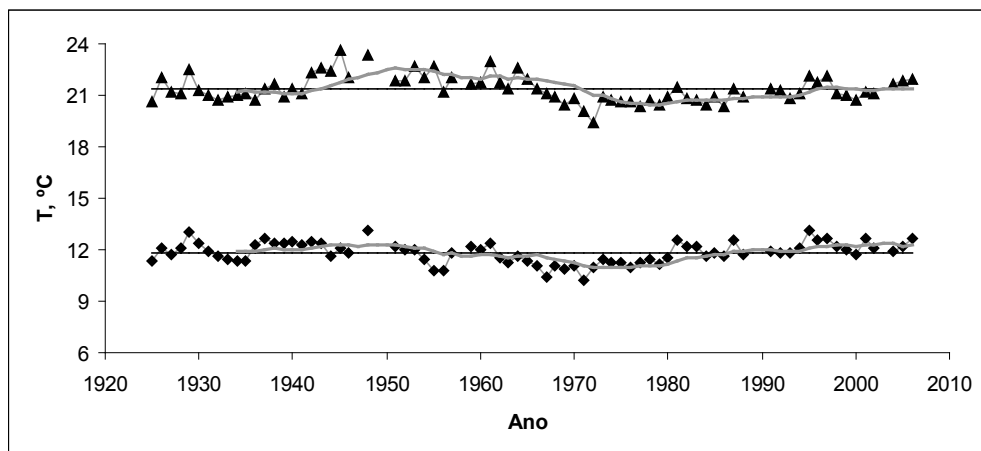


Figura 3.1. Valores médios anuais das temperaturas máximas e mínimas diárias do ar em Lisboa/Tapada, de 1925 a 2006. Apresentam-se também para cada caso a média global do período (linha recta) e a média móvel de 10 anos.

As taxas de variação das médias anuais das temperaturas máximas e mínimas diárias durante o período de aquecimento actual foram calculadas ajustando regressões lineares aos valores respectivos durante esse período, uma técnica já usada por Karl *et al.* (2000) e Miranda *et al.* (2002). O início do período de aquecimento foi determinado por inspecção visual da figura 3.1, tendo em conta o conceito de média móvel de 10 anos e procurando o melhor ajuste linear em termos estatísticos (ANOVA e teste F). Os resultados obtidos são apresentados na figura 3.2, onde as regressões ajustadas são significativas ao nível de 0,1%. Os valores médios anuais das temperaturas máximas diárias na Tapada têm aumentado em cerca de 0,36°C/decénio desde 1970, enquanto que no caso da temperatura mínima esse aumento tem sido ligeiramente superior, da ordem dos 0,42°C/decénio desde 1965. Estes valores são da mesma ordem de grandeza, mas ligeiramente inferiores, aos correspondentes valores médios no continente acima referidos. O aumento da temperatura mínima mais rápido do que da máxima é geral à escala global e provavelmente resulta do facto da radiação solar incidente, fortemente responsável pela temperatura máxima, contribuir em menos de 10%, de acordo com o IPCC (2007), para o forçamento radiativo associado ao aquecimento global actual.

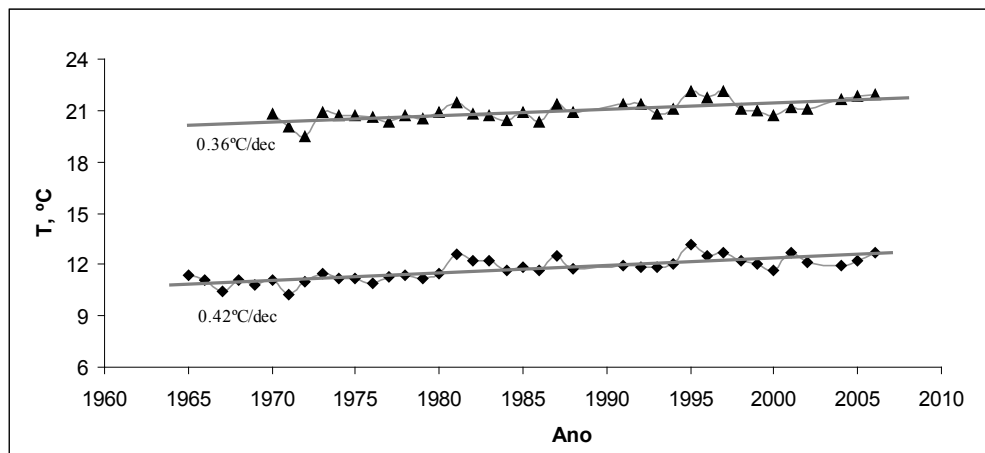


Figura 3.2. Tendências de aumento dos valores médios anuais das temperaturas máximas e mínimas diárias do ar em Lisboa/Tapada, respectivas regressões lineares e taxas de aumento por decénio.

O efeito do aumento da ilha de calor urbano de Lisboa, que se reflectiria sobretudo no aumento das temperaturas mínimas diárias, não parece ser visível no aumento da temperatura do ar na Tapada, provavelmente devido à localização da estação na área verde de Monsanto. A tendência de aumento das mínimas na Tapada é inferior à calculada por Miranda *et al.* (2002) para vários locais (Beja, Coimbra/Geofísico, Évora, Lisboa/Geofísico, Penhas Douradas e Porto/Geofísico), que varia entre $0,56^{\circ}\text{C}/\text{decénio}$ no Porto e $0,78^{\circ}\text{C}/\text{decénio}$ em Coimbra, e mais próxima da média do continente de $0,48^{\circ}\text{C}/\text{decénio}$, que engloba um número elevado de estações fora dos grandes centros urbanos. A nível global, o efeito das ilhas de calor urbano no aumento de temperatura do ar é desprezável (inferior a $0,006^{\circ}\text{C}/\text{decénio}$ sobre as áreas continentais) de acordo com o relatório do IPCC (2007).

Para verificar se o aquecimento actual foi semelhante entre as várias estações do ano, analisou-se a variação dos valores médios das temperaturas máximas e mínimas diárias na Primavera (Março, Abril e Maio), Verão (Junho, Julho e Agosto), Outono (Setembro, Outubro e Novembro) e Inverno (Dezembro, Janeiro e Fevereiro). A figura 3.3 mostra que a tendência de aumento actual das temperaturas mínimas é visível em todas as estações embora com taxas diferentes, enquanto que a das máximas é sobretudo evidente na Primavera e Verão. Em qualquer dos casos, os valores actuais das mínimas e máximas são semelhantes aos valores registados na década de 1940.

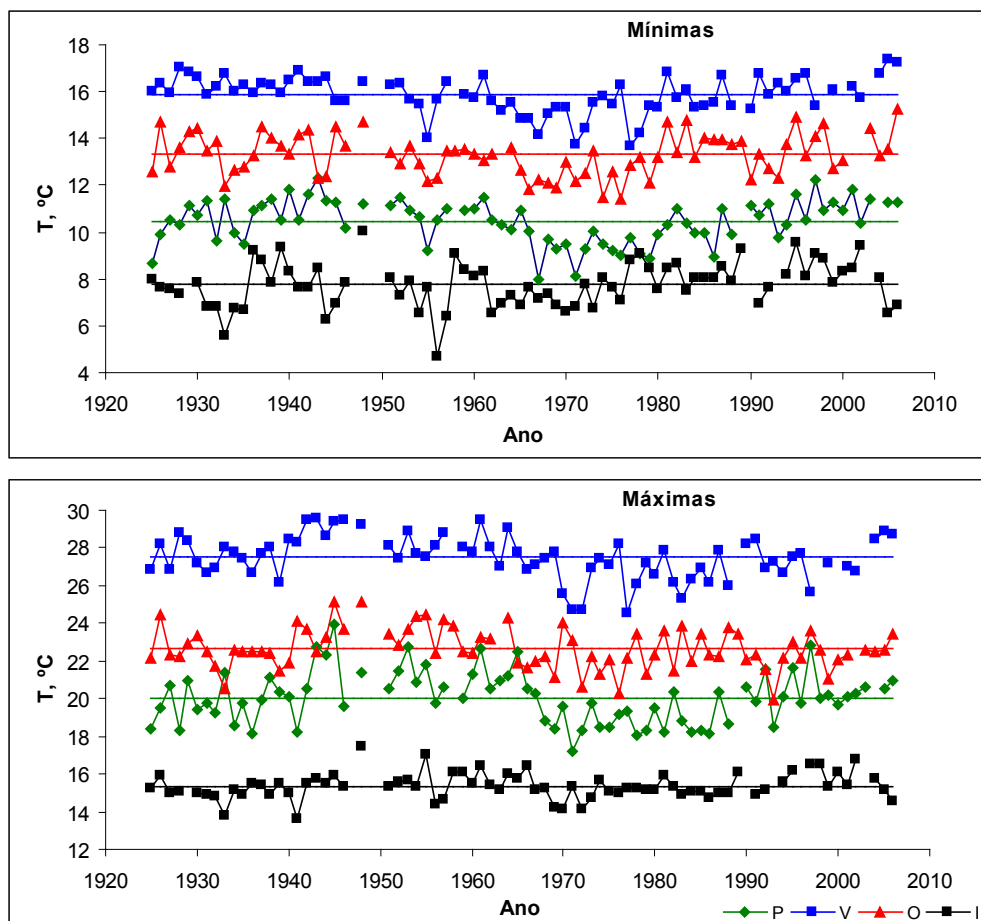


Figura 3.3. Valores médios estacionais das temperaturas mínimas e máximas diárias do ar em Lisboa/Tapada, de 1925 a 2006. Apresenta-se também para cada caso a média global do período (linha recta).

As taxas sazonais de aumento actual das temperaturas foram calculadas como descrito para os valores médios anuais e são apresentadas no quadro 3.1, juntamente com o nível de significância das respectivas regressões lineares. Em qualquer das estações do ano as tendências de aumento são positivas, embora não significativas para as máximas no Outono. É na Primavera que se verifica o maior aquecimento, com as máximas e as mínimas a aumentarem em cerca de $0,7^{\circ}\text{C}/\text{decénio}$. Também no Verão o aquecimento actual é bem evidente, com aumentos da ordem dos $0,5$ a $0,6^{\circ}\text{C}/\text{decénio}$. No Inverno as taxas são as menores. Este comportamento é idêntico ao observado em Lisboa/Geofísico (Miranda *et al.*, 2002).

Do ponto de vista agroclimático, o conhecimento do comportamento mensal das temperaturas é mais importante que o sazonal ou anual. Por isso, o mesmo

tipo de análise foi aplicado aos valores médios mensais das temperaturas máximas e mínimas diárias do ar e as tendências de aumento actual são geralmente positivas em todos os meses (quadro 3.1). Contudo, ao longo do ano o aumento das mínimas é mais generalizado do que o das máximas, pois é significativo em 10 meses (de Março a Dezembro), enquanto que o aumento das máximas só é significativo de Março a Junho. Março e Junho são os meses onde o aquecimento actual tem sido mais acentuado, com aumentos das máximas diárias da ordem dos 0,9°C/decénio e das mínimas de cerca de 0,7 a 0,8°C/decénio. Estes valores são marcadamente superiores à taxa média de aumento de 0,13°C/decénio à escala global nos últimos 50 anos (IPCC, 2007), e são equivalentes a um ritmo de aumento da temperatura média diária entre 8 a 9°C num período de 100 anos.

Quadro 3.1. Taxas actuais de variação das temperaturas máxima e mínima diárias do ar (e da temperatura média correspondente) em Lisboa/Tapada, em cada mês e estação do ano e nível de significância das regressões lineares respectivas (ns, não significativa).

	T máx (°C/ano)	significância %	T mín (°C/ano)	significância %	T média (°C/ano)
Primavera	0,071	p<1	0,070	p<1	0,071
Verão	0,058	p<1	0,052	p<1	0,055
Outono	0,014	ns	0,047	p<1	0,035
Inverno	0,028	p<1	0,025	p<5	0,027
Jan	0,023	ns	0,014	ns	0,019
Fev	0,033	ns	0,020	ns	0,027
Mar	0,094	p<1	0,080	p<1	0,087
Abr	0,066	p<5	0,046	p<1	0,056
Mai	0,066	p<5	0,067	p<1	0,067
Jun	0,091	p<1	0,069	p<1	0,080
Jul	0,042	ns	0,040	p<1	0,041
Ago	0,040	ns	0,054	p<1	0,047
Set	0,028	ns	0,041	p<1	0,035
Out	0,028	ns	0,059	p<1	0,044
Nov	0,014	ns	0,061	p<1	0,038
Dez	0,007	ns	0,055	p<5	0,031

Para comparação, a figura 3.4 mostra a variação das temperaturas mínimas e máximas diárias do ar em Junho e Dezembro em Lisboa/Tapada, desde 1925, onde se observa o aumento acentuado das mínimas e máximas em Junho a partir de 1970, o aumento, menos significativo, das mínimas em Dezembro e a ausência

de tendência de variação definida das máximas neste mês. A grande flutuação interanual das mínimas em Dezembro está provavelmente associada a variações interanuais da nebulosidade e da precipitação.

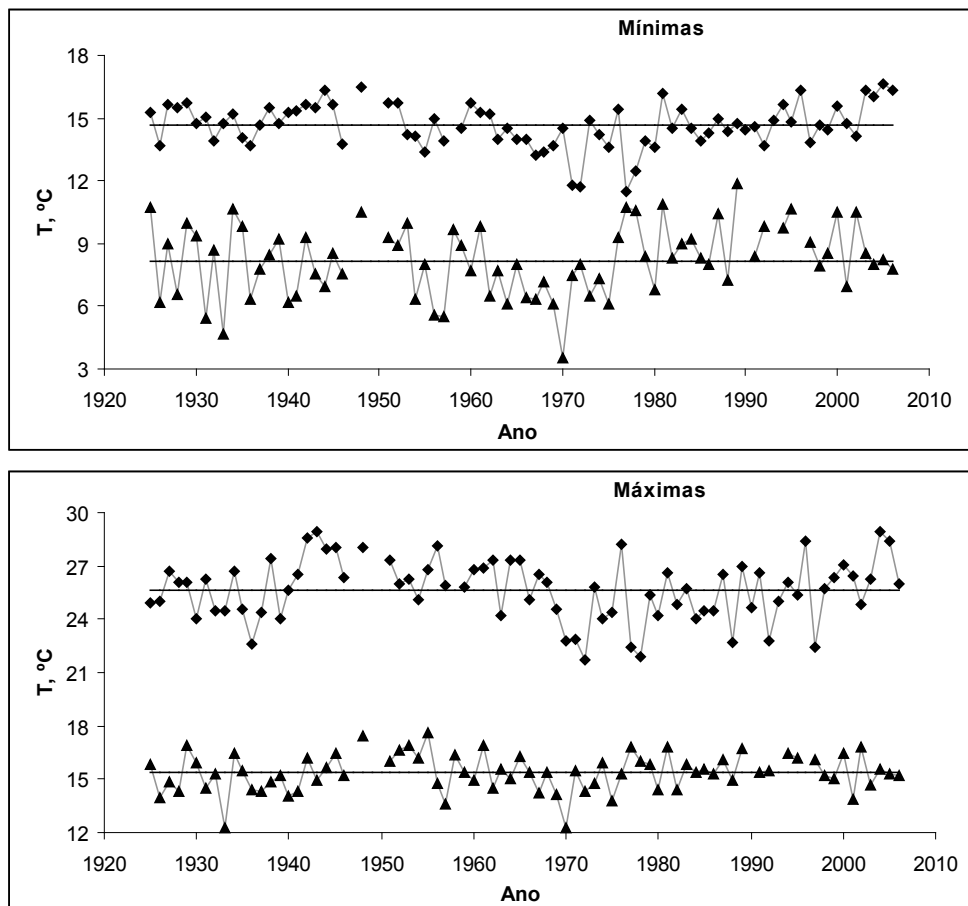


Figura 3.4. Valores médios mensais em Junho e Dezembro das temperaturas mínimas e máximas diárias do ar em Lisboa/Tapada, de 1925 a 2006. Apresenta-se também para cada caso a média global do período (linha recta).

As taxas de aumento da temperatura do ar desde a década de 1970, sobretudo na Primavera e início do Verão, têm repercussões importantes no desenvolvimento das culturas, na duração activa das mesmas no terreno e na respectiva produtividade. Por exemplo, em Março, para uma cultura com $T_b=4^{\circ}\text{C}$ como o girassol, cv. Florassol (Ferrão *et al.*, 1996) o desenvolvimento vegetativo tem acelerado cerca de 0,3dias/ano; em Março, Abril e Maio a redução da duração cronológica do ciclo vegetativo da cultura corresponde a cerca de uma semana em cada 10 anos. Na vinha, com $T_b=10^{\circ}\text{C}$, o ritmo de aumento de temperatura de Abril a

Setembro corresponde a uma redução do ciclo vegetativo entre 1 a 1,5 dias/ano. Aliás, quanto maior fôr a temperatura base maior será o efeito do aumento de temperatura na redução do ciclo vegetativo e na conseqüente redução da biomassa produzida.

Por outro lado, o ritmo de aumento das temperaturas na Primavera reduz o risco de geadas tardias e aumenta a duração do período térmico local de crescimento, permitindo antecipar a sementeira das culturas, nomeadamente as de Primavera, desde que tenham uma temperatura base suficientemente baixa para isso.

3.4. Precipitação

A precipitação é um elemento agroclimático extremamente importante nas regiões mediterrâneas. Os períodos térmicos anuais de crescimento coincidem marginalmente com os períodos de maior disponibilidade hídrica climática porque a precipitação está concentrada no semestre frio. No caso nomeadamente das culturas anuais de sequeiro, que se desenvolvem com base na água armazenada no solo na Primavera, a possibilidade de antecipação da sementeira atrás referida beneficiaria o estado hídrico das culturas e a produtividade.

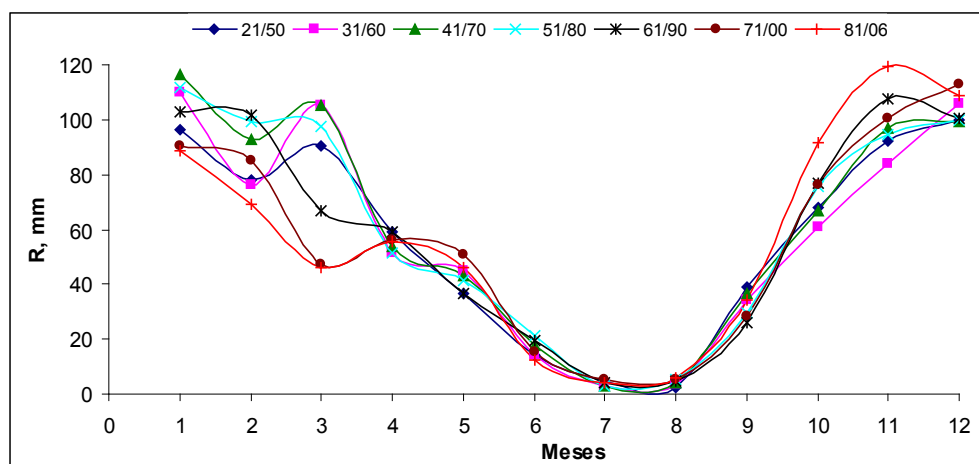


Figura 3.5. Normais da precipitação mensal (R) em Lisboa/Tapada, de 1921/50 a 1981/2006.

A variação da precipitação em Lisboa/Tapada ao longo da série de 1921 a 2006 foi primeiro analisada por comparação das normais climáticas. A série de precipitação corresponde praticamente a 7 normais climáticas, nomeadamente as de 1921/50, 1931/60, 1941/70, 1951/80, 1961/90, 1971/2000 e 1981/2010, embora falem 4 anos para completar esta última. Considerando que os valores desta normal serão pouco alterados pelos valores dos quatro anos em falta, compara-se na figura 3.5 os valores médios das precipitações mensais de cada normal. Há grandes dife-

renças no mês de Março, onde a normal da precipitação tem vindo a diminuir sistematicamente a partir de 1941/70 e é actualmente cerca de 50% do valor das normais da primeira metade da série. Parece também haver diferenças no mesmo sentido, mas menores e menos sistemáticas, em Janeiro e Fevereiro e no sentido oposto em Outubro e Novembro. Nos restantes meses não parece haver diferenças entre as normais. Contudo, a distribuição estatística dos valores da precipitação mensal não é gaussiana, e como tem assimetria positiva o valor médio é superior à mediana (Bettencourt, 1975). A probabilidade de ocorrência de uma precipitação mensal inferior à normal respectiva é superior a 50% e, por isso, a comparação directa e simples das normais tem pouco significado, como também tem pouco significado comparar a precipitação dum dado mês com a normal e argumentar sobre o facto desse mês ter sido seco, pois o mais frequente é que o seja.

A série de precipitação foi por isso analisada recorrendo aos decis e às médias móveis com um período de 10 anos. Quando necessário comparar entre os períodos das normais climáticas, recorreu-se primeiro ao teste de Shapiro-Wilk para verificar a normalidade da série de valores e, no caso de uma distribuição não gaussiana, a comparação foi feita com o teste não paramétrico de Kruskal-Wallis. No caso de normalidade da distribuição utilizou-se uma ANOVA para essa comparação.

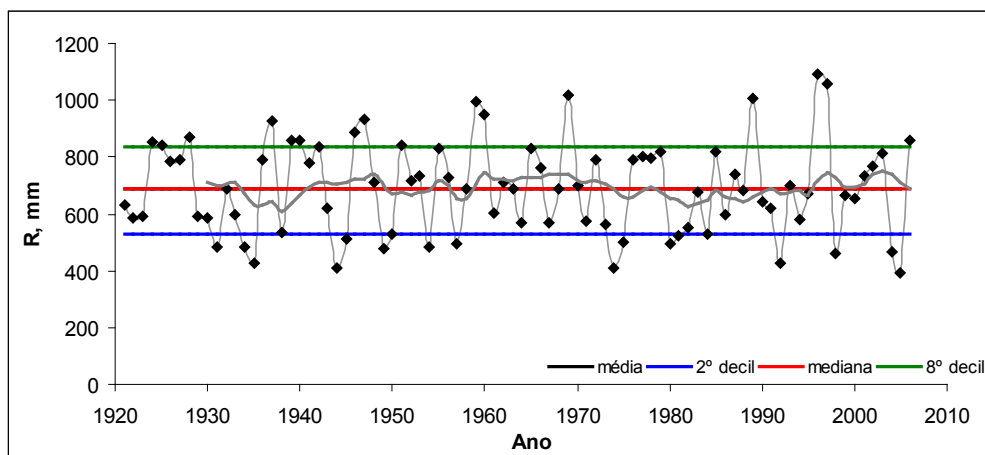


Figura 3.6. Totais anuais da precipitação (R) em Lisboa/Tapada, de 1921 a 2006. Mostra-se também a média global do período, coincidente com a mediana, o 2º e o 8º decil e a média móvel de 10 anos (a cinzento).

Os totais anuais da precipitação em Lisboa/Tapada são muito variáveis de ano para ano (figura 3.6), oscilando entre 400 e 1100 mm, mas a média móvel de 10 anos mantém-se relativamente constante em torno da média aritmética da série. Como os totais anuais de precipitação têm uma distribuição normal (Bettencourt, 1975), o valor médio e a mediana (5º decil) coincidem e são de cerca de 690 mm

anuais. O 2° (527 mm) e o 8° (833 mm) decis da série são valores ultrapassados em 80% e 20% dos anos, respectivamente, e delimitam os anos muito a extremamente secos, com precipitações inferiores à do 2° decil, e os muito a extremamente chuvosos, com precipitações superiores à do 8° decil (Bettencourt, 1975). Os anos muito secos e muito chuvosos estão igualmente distribuídos ao longo da série, apesar da tendência para um ligeiro aumento da diferença entre os valores extremos na actualidade. A comparação entre os períodos das normais não indicou diferenças significativas entre as normais anuais de precipitação.

A precipitação acumulada na Primavera (Março, Abril e Maio) apresenta também uma grande variabilidade interanual (figura 3.7), que é uma característica geral da precipitação. A média móvel de 10 anos indica uma tendência de aumento da precipitação até à década de 1960 e um decréscimo acentuado a partir de então para valores actuais inferiores à mediana, apesar dos valores excepcionais em dois anos na década de 1990. Só cerca de 25% das Primaveras muito chuvosas da série ocorreram na segunda metade da mesma (após 1964), enquanto que cerca de 60% das muito secas ocorreram no mesmo período. Além disso, a quantidade de precipitação correspondente aos valores extremos (seco e chuvoso) está a diminuir. Apesar da média (177 mm) e da mediana (168 mm) diferirem aparentemente pouco, a série é não gaussiana. A precipitação na Primavera durante os períodos de 1931/60 e 1941/70 foi significativamente superior (ao nível de 5%) à dos períodos 1971/2000 e 1981/2006. Tendo em conta a figura 3.5, este comportamento está certamente associado à variação da precipitação em Março, que será referida adiante.

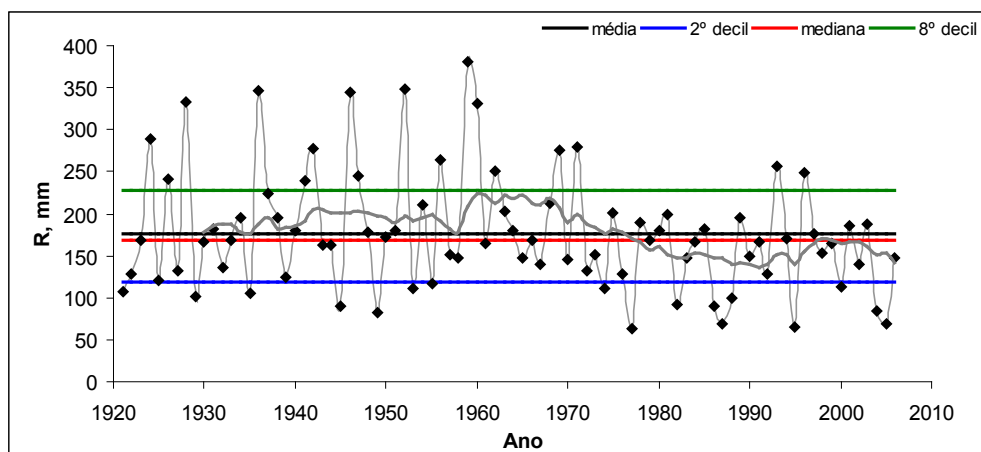


Figura 3.7. Totais da precipitação (R) na Primavera em Lisboa/Tapada, de 1921 a 2006. Mostra-se também a média global do período, a mediana, o 2° e o 8° decis e a média móvel de 10 anos (a cinzento).

No Verão, a precipitação é pouco importante (figura 3.8), com uma média de 24 mm e uma mediana de 18 mm e não parece haver uma tendência de variação positiva ou negativa, além de uma irregularidade evidente. A distribuição não é gaussiana e não há diferenças significativas entre os períodos das normais.

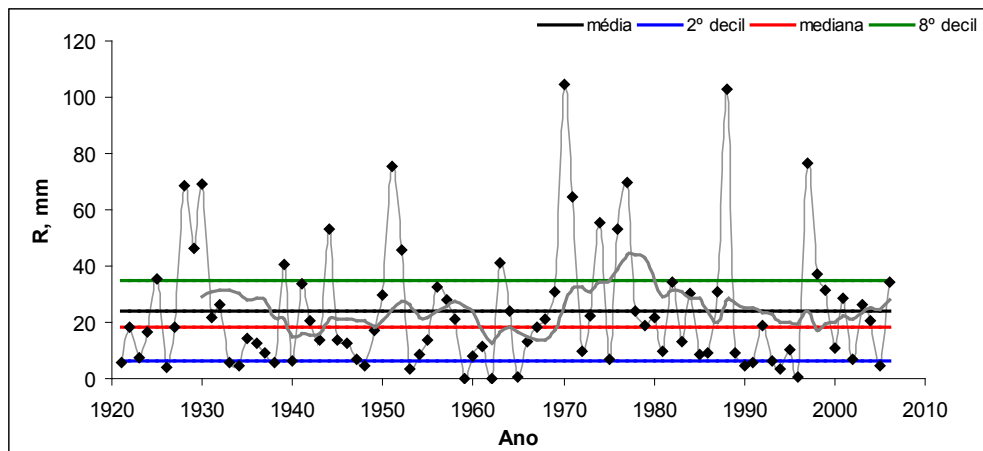


Figura 3.8. Totais da precipitação (R) no Verão em Lisboa/Tapada, de 1921 a 2006. Mostra-se também a média global do período, a mediana, o 2º e o 8º decis e a média móvel de 10 anos (a cinzento).

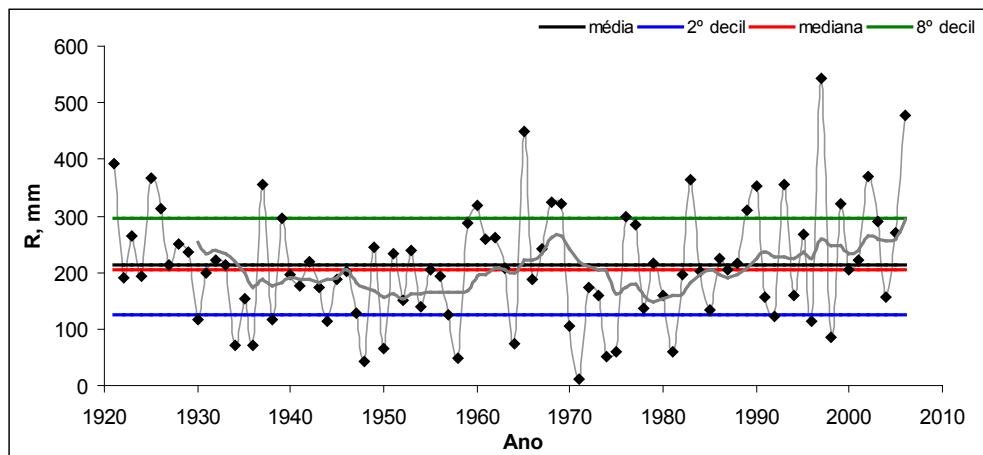


Figura 3.9. Totais da precipitação (R) no Outono em Lisboa/Tapada, de 1921 a 2006. Mostra-se também a média global do período, a mediana, o 2º e o 8º decis e a média móvel de 10 anos (a cinzento).

A variação da precipitação no Outono (figura 3.9) parece ser oposta à da Primavera. A média móvel indica uma tendência de decréscimo até à década de

1970, aparte um pequeno acréscimo na década de 1960, seguida de um aumento acentuado a partir de então para valores actuais semelhantes ao 8º decil. Nos últimos 30 anos ocorreram 53% dos Outonos muito chuvosos da série (70% na segunda metade da série) e a quantidade de precipitação correspondente aos valores extremos (seco e chuvoso) tem vindo a aumentar. A média aritmética da série é de 213 mm e a mediana é de 204 mm. A série não é gaussiana e, apesar da tendência actual de aumento da precipitação, não há diferenças significativas entre os períodos das normais.

A grande variabilidade interanual da precipitação no Inverno é apresentada na figura 3.10; os extremos da série são de 676 mm em 1995 e 30 mm em 2004 (Dezembro 2004 e Janeiro e Fevereiro de 2005). Não parece haver uma tendência de variação ao longo da série, embora a diferença entre os valores extremos tenha vindo a aumentar. A média da série é de 286 mm, comparada com uma mediana de 262 mm. A distribuição não é gaussiana e não há diferenças significativas entre os períodos das normais.

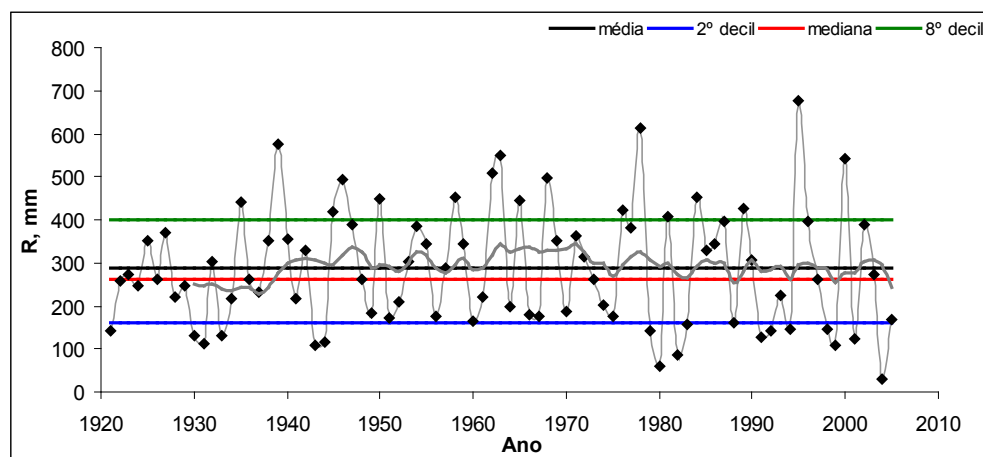


Figura 3.10. Totais da precipitação (R) no Inverno em Lisboa/Tapada, de 1921 a 2006. Mostra-se também a média global do período, a mediana, o 2º e o 8º decis e a média móvel de 10 anos (a cinzento).

O mesmo tipo de análise foi aplicado à variação da precipitação em cada mês ao longo da série. Todos os meses têm uma grande variabilidade interanual e uma distribuição não gaussiana. No caso particular dos meses com uma grande diferença entre as normais, Janeiro, Fevereiro, Março, Outubro e Novembro (figura 3.5), Janeiro não apresenta características particulares, a não ser o aumento da diferença entre os valores extremos ao longo da série. Em Novembro existe uma tendência ligeira de aumento da precipitação mensal ao longo da série, a partir dos anos 1950. No caso de Fevereiro, a figura 3.11 mostra uma tendência de decréscimo da precipitação a partir dos anos 1990, com 70% dos valores entre 1990

e 2006 inferiores à mediana, embora esta situação seja semelhante à do início da série. Em Março a tendência de decréscimo é muito acentuada a partir da década de 1960 (figura 3.12), mas parece ocorrer uma ligeira recuperação actual (contudo, em Março 2007 a precipitação foi de apenas 19,9 mm). Este mês é o único em que há diferenças significativas entre os períodos das normais: a precipitação nos períodos de 1931/60, 1941/70 e 1951/80 foi significativamente superior (ao nível de 0,1%) à dos períodos 1971/2000 e 1981/2006. A redução acentuada da precipitação em Março é geral em todo o continente (Mendes e Coelho, 1993; Miranda *et al.*, 2002). Já em Outubro (figura 3.13), a precipitação tende a aumentar de uma forma mais ou menos consistente a partir do fim dos anos 1950, para valores que se situam agora em torno do 8º decil da série. O quadro 3.2 apresenta os valores médios e as medianas das séries de valores mensais.

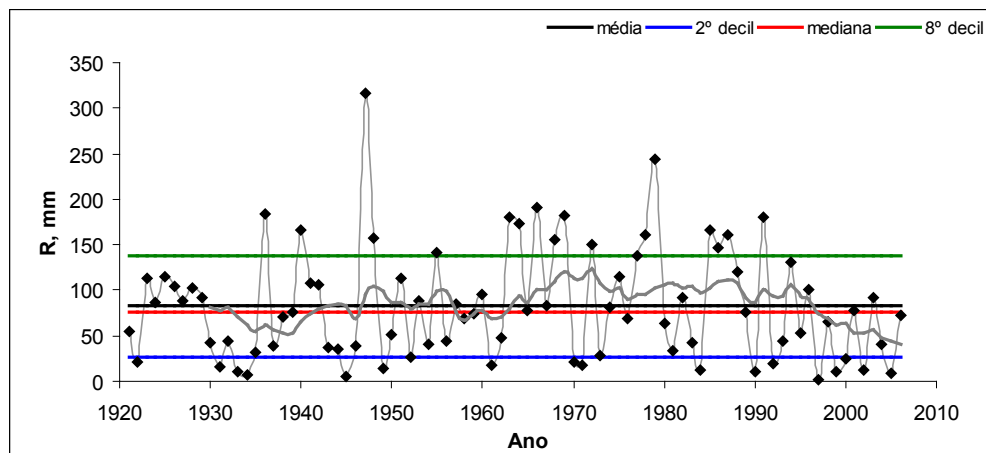


Figura 3.11. Totais da precipitação em Fevereiro (R) em Lisboa/Tapada, de 1921 a 2006. Mostra-se também a média global do período, a mediana, o 2º e o 8º decis e a média móvel de 10 anos (a cinzento).

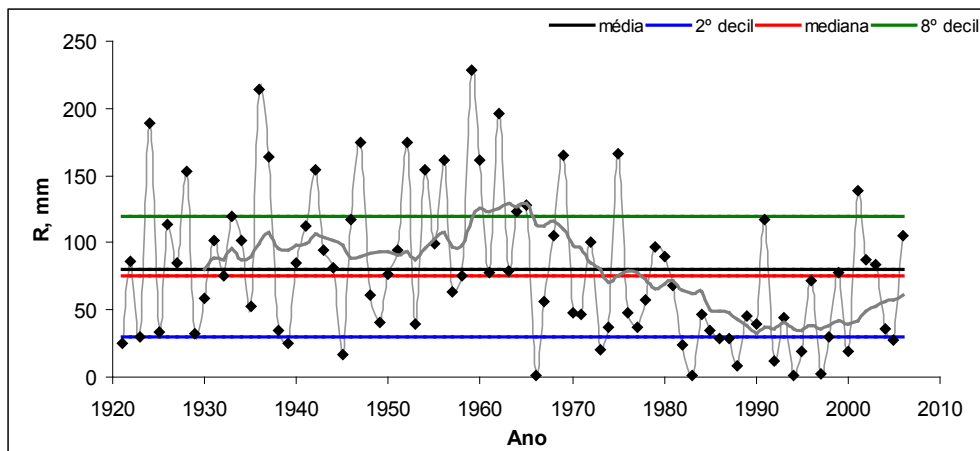


Figura 3.12. Totais da precipitação em Março (R) em Lisboa/Tapada, de 1921 a 2006. Mostra-se também a média global do período, a mediana, o 2º e o 8º decis e a média móvel de 10 anos (a cinzento).

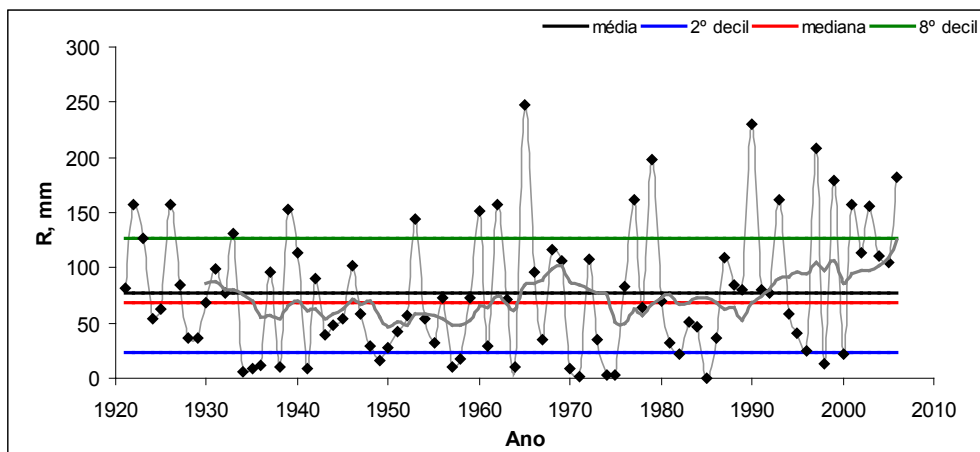


Figura 3.13. Totais da precipitação em Outubro (R) em Lisboa/Tapada, de 1921 a 2006. Mostra-se também a média global do período, a mediana, o 2º e o 8º decis e a média móvel de 10 anos (a cinzento).

	Média	Mediana
Janeiro	99.4	76.0
Fevereiro	82.7	75.8
Março	79.6	75.5
Abril	55.5	50.6
Maió	41.2	31.6
Junho	16.2	8.2
Julho	3.9	0.6
Agosto	4.4	1.1
Setembro	34.3	23.9
Outubro	77.7	68.4
Novembro	101.4	92.0
Dezembro	102.7	76.7

Quadro 3.2. Valores médios (mm) e medianas (mm) das precipitações mensais em Lisboa/Tapada, no período de 1921 a 2006.

Uma vez que a precipitação anual em Lisboa/Tapada se tem mantido relativamente constante, as tendências de aumento e redução da precipitação em períodos específicos do ano podem ser interpretadas como uma transferência de precipitação entre esses períodos. Nos últimos anos, durante o Inverno parece ter havido uma ligeira transferência de precipitação de Fevereiro para Novembro, mantendo a precipitação de

Inverno sem grandes alterações. Parece também ter havido uma transferência de precipitação da Primavera, sobretudo Março, para o Outono, sobretudo Outubro.

A precipitação nos meses de Fevereiro e Março, correspondentes ao fim do Inverno e início da Primavera, é muito importante por serem os últimos meses do período chuvoso onde pode haver reposição de água no solo, posteriormente utilizável pelas culturas de sequeiro durante a Primavera e o Verão. Como a precipitação está a diminuir nestes dois meses, analisou-se a precipitação conjunta dos mesmos. A figura 3.14 mostra que a precipitação no conjunto dos dois meses tem vindo a diminuir de forma consistente a partir do início dos anos 1970, estando os valores actuais ao nível do 2º decil. 76% dos valores da série correspondentes a situações muito a extremamente secas ocorreram de 1970 até ao presente. Durante os períodos 1941/70 e 1951/80 a precipitação foi significativamente superior (ao nível de 0,1%) à do período 1981/2006. A redução actual da precipitação no conjunto dos dois meses parece ser consistente (em 2007 a precipitação conjunta foi de 118,1 mm, valor entre o 2º decil e a mediana), afectando a disponibilidade de água armazenada no solo para a Primavera e Verão.

3.5. Evapotranspiração potencial

Em termos climáticos, a classificação de um qualquer período do ano em seco ou húmido e a constituição de reservas hídricas no solo e em profundidade nesse período depende não só da precipitação (R , mm), mas também da evapotranspiração potencial (ETP, mm) no período. Se $R > ETP$, o período é húmido e há água disponível para armazenamento. A ETP mensal de 1966 a 2005 em Lisboa/Tapada, calculada pelo método de Penman-Monteith, é discutida nesta secção. A variação anual dos valores mensais da ETP tem uma distribuição gaussiana e os valores médios mensais do período em causa são apresentados no quadro 3.3.

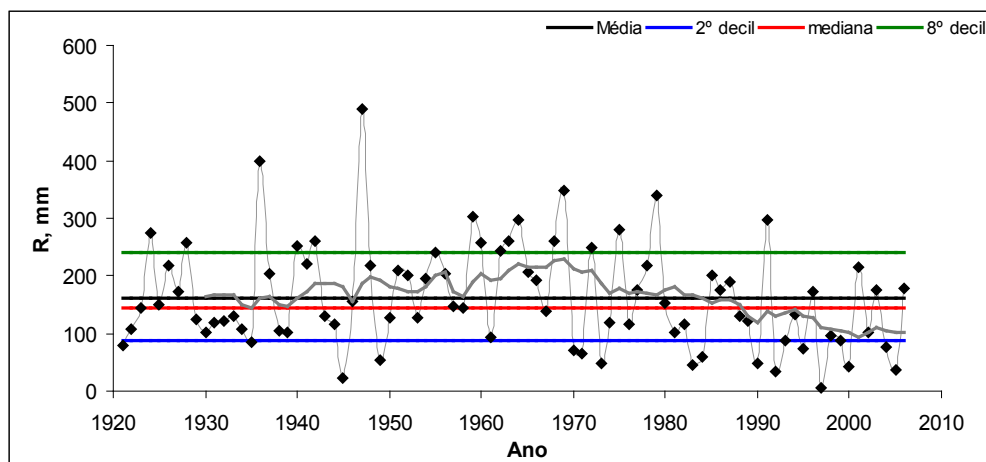


Figura 3.14. Precipitação conjunta de Fevereiro e Março (R) em Lisboa/Tapada, de 1921 a 2006. Mostra-se também a média global do período, a mediana, o 2º e o 8º decis e a média móvel de 10 anos (a cinzento).

	ETP
Janeiro	33,6
Fevereiro	49,7
Março	84,1
Abril	110,2
Maiο	144,4
Junho	168,6
Julho	187,0
Agosto	171,4
Setembro	115,1
Outubro	76,8
Novembro	42,7
Dezembro	29,7

Quadro 3.3. Valores médios (mm) da evapotranspiração potencial (ETP) mensal em Lisboa/Tapada, no período de 1966 a 2005.

A variação da ETP mensal ao longo dos anos é apresentada na figura 3.15 apenas para os meses de Janeiro, Abril, Julho e Outubro. Na maioria dos meses não há tendências de variação claras e significativas, com a ETP oscilando em torno do valor médio, como no caso de Abril e Julho. Contudo, nalguns meses a ETP parece aumentar ligeiramente, como no caso de Janeiro, e noutros parece diminuir ligeiramente, como no caso de Outubro.

A tendência de aumento da ETP é consistente com a tendência de aumento da temperatura do ar que, aumentando o défice de saturação da atmosfera, aumentará o termo aerodinâmico da equação de Penman-Monteith e, portanto, o valor da ETP. Como estes meses são representativos das estações do ano, calculou-se a ETP para cada estação para tentar eventualmente ampliar as ligeiras tendências mensais de variação da ETP.

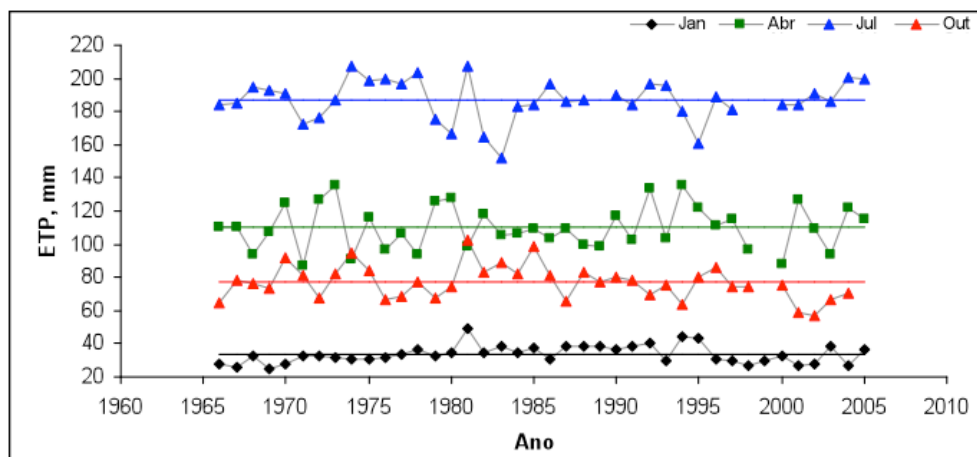


Figura 3.15. Evapotranspiração potencial (ETP) nos meses de Janeiro, Abril, Julho e Outubro em Lisboa/Tapada, de 1966 a 2005. Mostra-se também a média global de cada mês (linha recta).

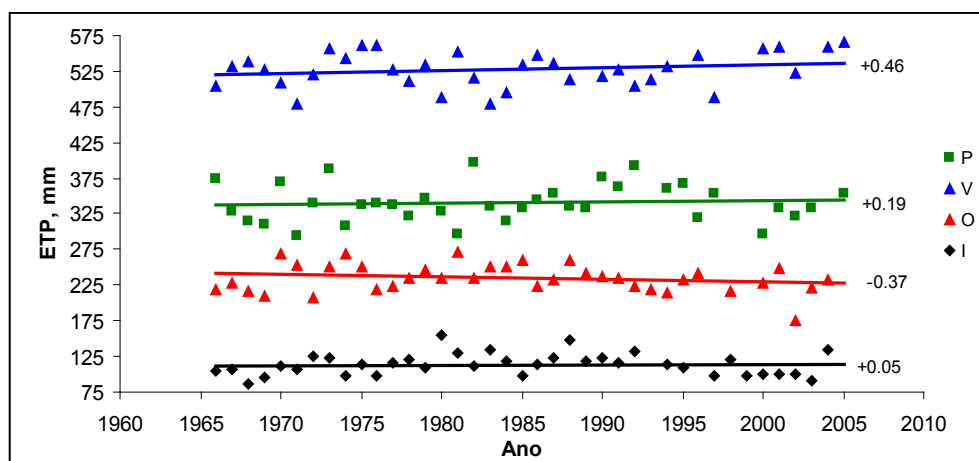


Figura 3.16. Evapotranspiração potencial (ETP) na Primavera, Verão, Outono e Inverno em Lisboa/Tapada, de 1966 a 2005. As linhas são as rectas de tendência, seguidas das respectivas taxas de variação.

A figura 3.16 mostra que a ETP na Primavera, Verão e Inverno tem vindo a aumentar, mais rapidamente no Verão e mais lentamente no Inverno, embora as tendências não sejam estatisticamente significativas. Este aumento é consistente com o aumento de temperatura do ar, que tem sido menor no Inverno, mas o maior aumento de temperatura na Primavera não se reflecte no aumento da ETP. Por outro lado, a tendência (também não significativa) de variação da ETP no Ou-

tono é negativa, apesar do aumento da temperatura mínima do ar nesse período. Contudo, a ETP na equação de Penman-Monteith depende também de um termo energético, dominado pela radiação solar global recebida à superfície, que alimenta energeticamente a evaporação. Se a radiação diminuir, a ETP também diminuirá caso o termo aerodinâmico não varie.

Como a radiação solar foi calculada a partir da insolação real (I, horas), analisou-se a variação anual de I em cada estação do ano. Em todas as estações a insolação tem vindo a diminuir (figura 3.17), embora só no Outono a diminuição seja estatisticamente significativa, ao nível de 1%; a taxa de diminuição nesta estação é de 2,4 horas/ano, reflectindo-se na redução da ETP. Além disso, a redução da radiação solar no Outono é provavelmente responsável pelo facto do aumento das temperaturas máximas diárias do ar neste período do ano não ser significativo (quadro 3.1). A outra estação com a taxa de redução mais elevada é a Primavera, o que ajuda a explicar a pequena taxa de aumento da ETP nesta estação, apesar de ser a que regista maiores aumentos de temperatura. A redução da radiação solar parece ter um carácter global no período de 1950 a 2000 (Stanhill e Cohen, 2001), provavelmente devido ao aumento do albedo da atmosfera e da nebulosidade devido aos aerossóis antropogénicos. Embora existam indicações de alguma recuperação actual a partir do fim da década de 1980 (Pinker *et al.*, 2005; Wild *et al.*, 2005), tal não parece ser o caso de Lisboa/Tapada, nem de várias outras estações no continente até ao início dos anos 1990 (Miranda *et al.*, 2002). A perda de radiação solar pode afectar negativamente a produção vegetal (equação (2)), como discutido por Stanhill e Cohen (2001).

No Outono, o aumento de precipitação (e da nebulosidade associada) parece ter sido responsável pela diminuição da radiação solar. A figura 3.18 mostra que I no Outono diminui significativamente 3,4 horas por cada 10 mm de precipitação, um valor muito elevado, correspondente a uma redução de cerca de 70 horas para a mediana de 204 mm de precipitação nesta estação. Na Primavera, a relação entre a insolação e a precipitação é também negativa, mas estatisticamente não significativa (figura 3.19). Como a precipitação tem vindo a diminuir na Primavera, o decréscimo de I ao longo da série poderá ser devido a um aumento da concentração de aerossóis nesta época do ano associado à circulação atmosférica, ou a um aumento da nebulosidade sem precipitação associada.

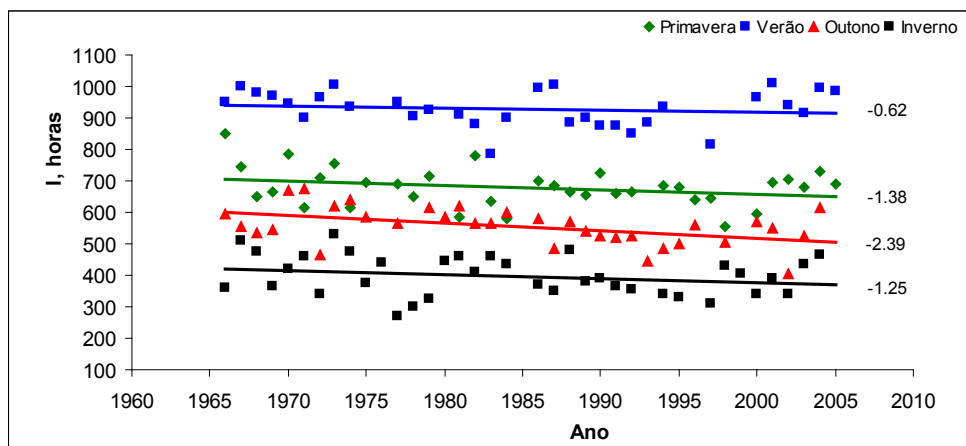


Figura 3.17. Insolação real (I) na Primavera, Verão, Outono e Inverno em Lisboa/Tapada, de 1966 a 2005. As linhas são as rectas de tendência, seguidas das respectivas taxas de variação.

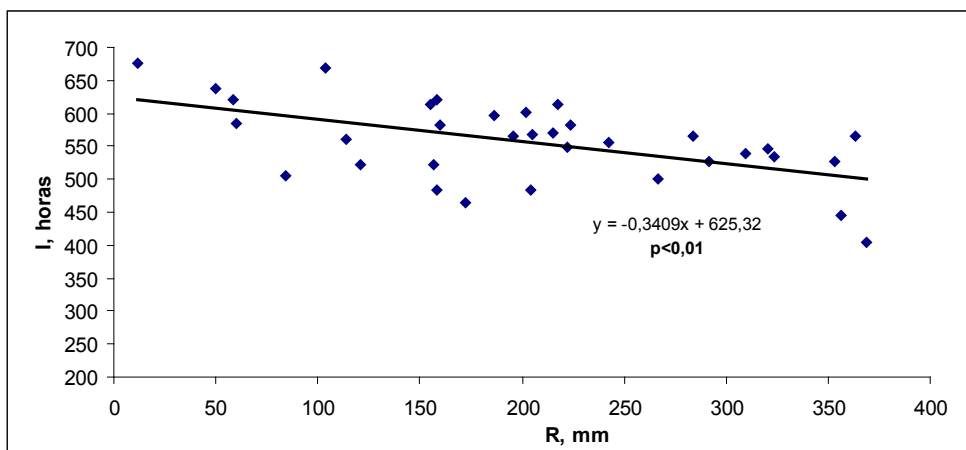


Figura 3.18. Relação entre a insolação real (I) e a precipitação (R) no Outono em Lisboa/Tapada, de 1966 a 2005. Mostra-se também a recta de tendência, a respectiva equação e o nível de significância.

Nas condições hídricas mediterrâneas, onde a precipitação tem carácter episódico e se concentra em períodos específicos do ano, é natural que a quantidade de precipitação que ocorre influencie a ETP nesse mesmo período, não só através de I, mas também devido à humidificação do ar que reduz o termo aerodinâmico da equação de Penman-Monteith. A diminuição de ETP com o aumento de R é estatisticamente significativa na Primavera (figura 3.20) e no Outono (figura 3.21); os dados parecem indicar que o termo aerodinâmico seja relativamente mais

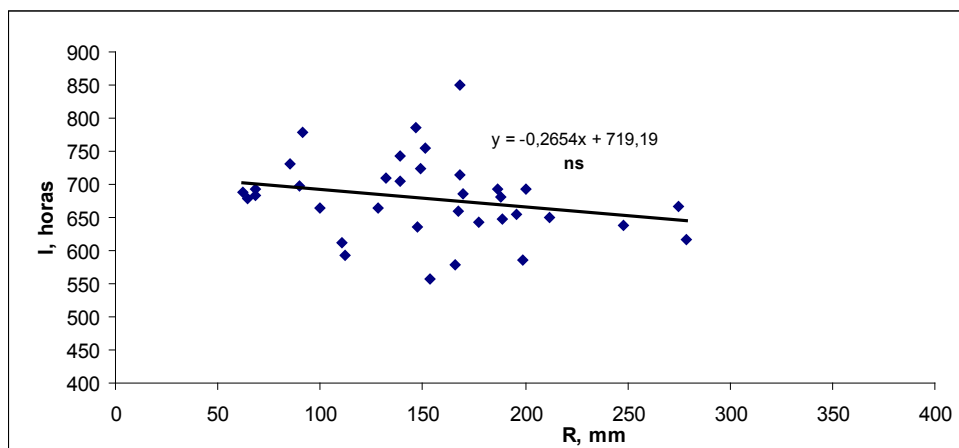


Figura 3.19. Relação entre a insolação real (I) e a precipitação (R) na Primavera em Lisboa/Tapada, de 1966 a 2005. Mostra-se também a recta de tendência, a respectiva equação e o nível de significância (ns, não significativa).

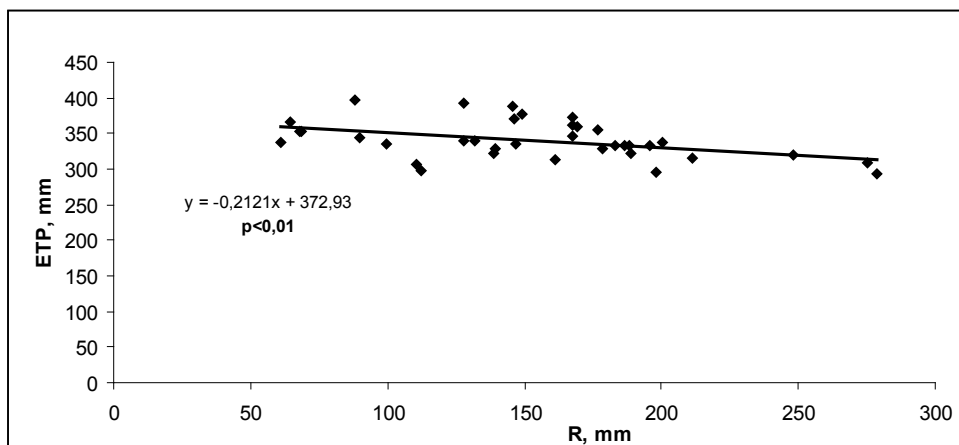


Figura 3.20. Relação entre a evapotranspiração potencial (ETP) e a precipitação (R) na Primavera em Lisboa/Tapada, de 1966 a 2005. Mostra-se também a recta de tendência, a respectiva equação e o nível de significância.

importante que o energético na dependência de ETP em R na Primavera, enquanto que no Outono parece suceder o oposto. No Inverno e no Verão a ETP também decresce ligeiramente com o aumento de precipitação, mas as relações não são estatisticamente significativas. No Verão a taxa de decréscimo é a menor, pois a disponibilidade radiativa e o estado de secura do ar são muito elevados e por isso pouco perturbados pela pouca precipitação ocasional; no Inverno, a disponibilidade

de radiativa é já fortemente limitante da ETP, mesmo sem precipitação, e esta tem por isso relativamente pouco impacto na ETP.

A influência de R na ETP é ainda mais clara em períodos mensais, nomeadamente em Março (figura 3.22) e em Outubro (figura 3.23), onde as relações lineares são significativas ao nível de pelo menos 0,1%. Em Março a ETP diminui cerca de 2 mm por cada 10 mm de precipitação, enquanto que em Outubro essa diminuição é de cerca de 1 mm. Fisicamente é de esperar que a relação entre ETP e R não seja linear, pois ETP deverá aproximar-se assintoticamente de um valor mínimo, determinado pela radiação líquida e temperatura do ar sob céu nublado e atmosfera saturada, à medida que R aumenta. Contudo, o que se deve realçar é que estas relações sazonais e mensais mostram uma característica importante das regiões com clima semi-árido: quanto menor a precipitação menor a diferença entre R e ETP, não só porque R diminui, mas também porque ETP aumenta. Na situação actual de variação do clima associada a uma redução de R em períodos críticos do ponto de vista de crescimento da vegetação, esta característica é duplamente penalizadora em termos de disponibilidade hídrica.

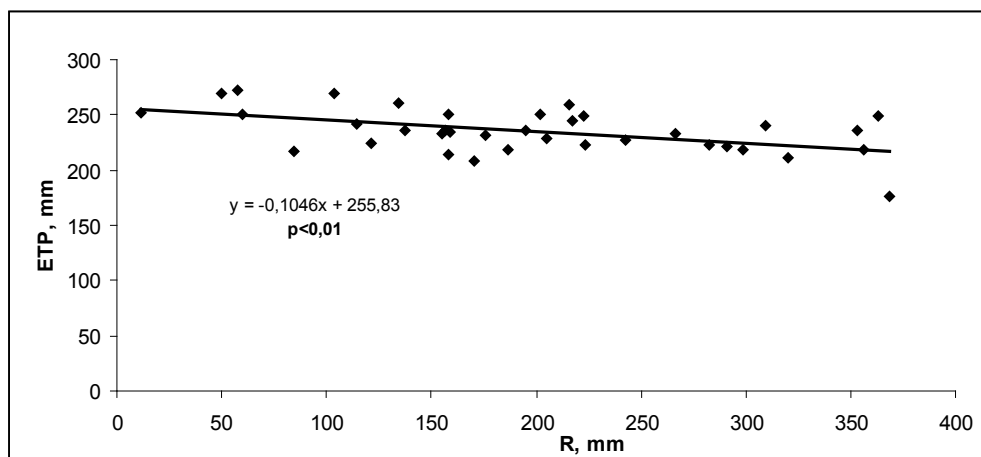


Figura 3.21. Relação entre a evapotranspiração potencial (ETP) e a precipitação (R) no Outono em Lisboa/Tapada, de 1966 a 2005. Mostra-se também a recta de tendência, a respectiva equação e o nível de significância.

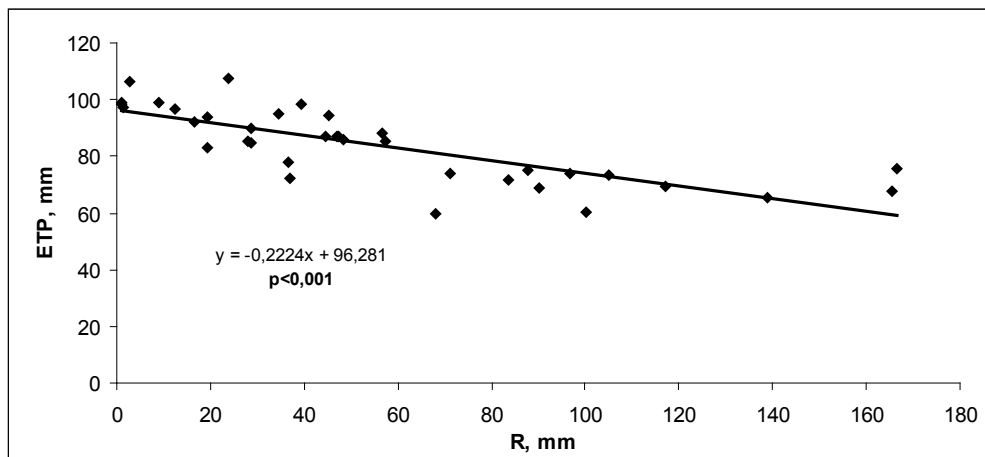


Figura 3.22. Relação entre a evapotranspiração potencial (ETP) e a precipitação (R) em Março em Lisboa/Tapada, de 1966 a 2005. Mostra-se também a recta de tendência, a respectiva equação e o nível de significância.

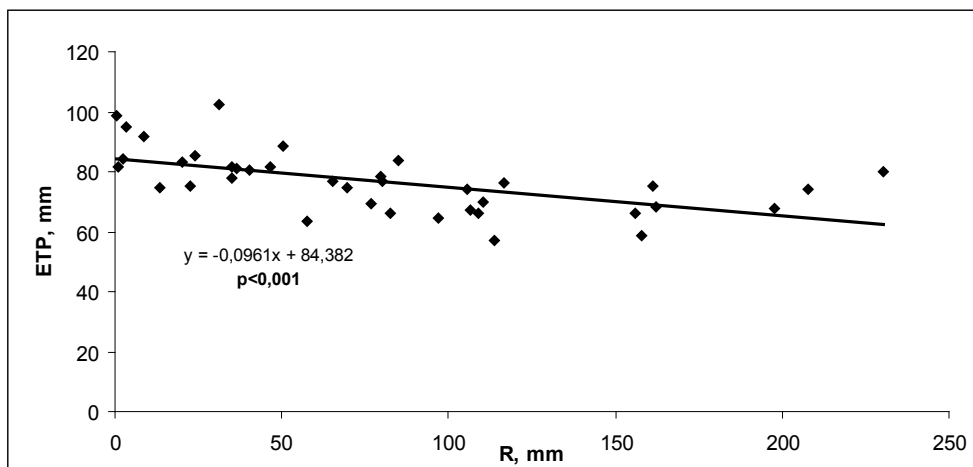


Figura 3.23. Relação entre a evapotranspiração potencial (ETP) e a precipitação (R) em Outubro em Lisboa/Tapada, de 1966 a 2005. Mostra-se também a recta de tendência, a respectiva equação e o nível de significância.

3.6. Disponibilidade hídrica climática

A disponibilidade hídrica climática é aqui definida pelo balanço hídrico potencial, ou seja pela diferença entre R e ETP. A variação anual de R-ETP de 1966 a 2005 em cada estação do ano é apresentada na figura 3.24.

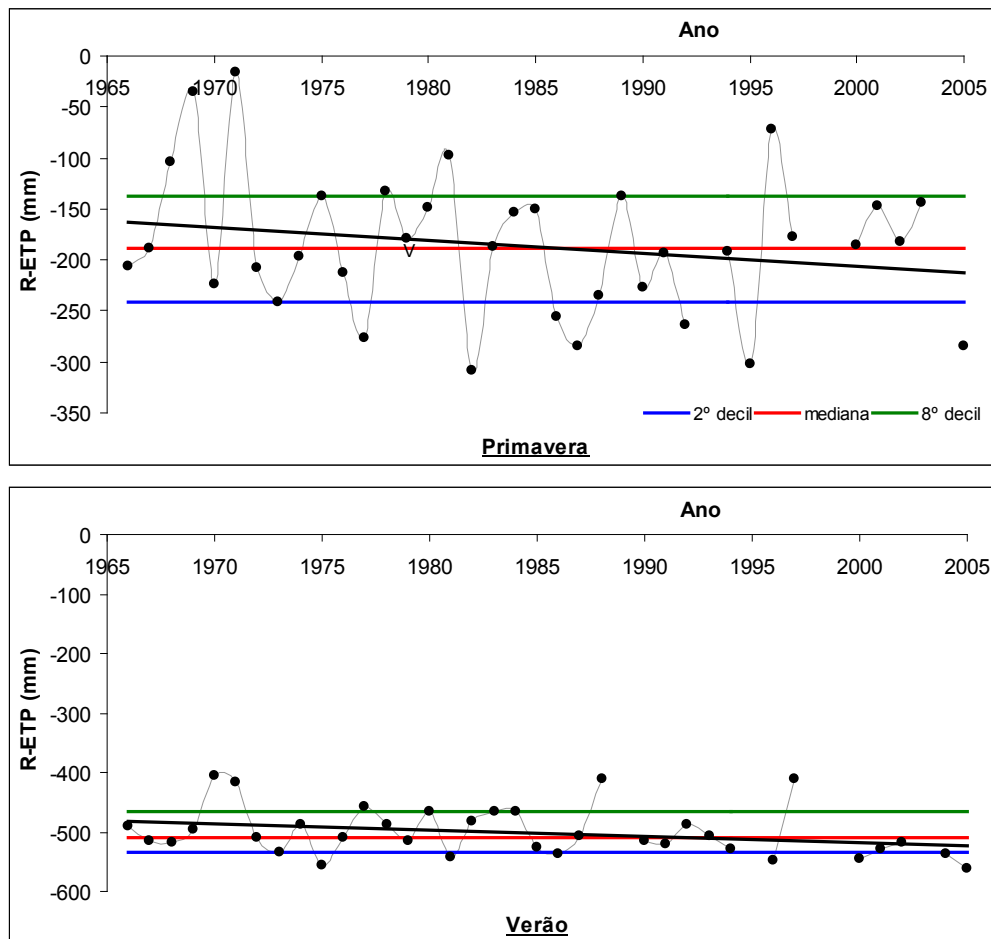


Figura 3.24. Disponibilidade hídrica climática na Primavera, Verão, Outono e Inverno em Lisboa/Tapada, de 1966 a 2005. Além dos decis, apresenta-se a recta de tendência. (R, precipitação; ETP, evapotranspiração potencial)

As tendências de variação da disponibilidade hídrica estão sobretudo associadas às de variação da precipitação, mas as amplitudes de variação dos valores de R-ETP são ampliadas em cada ano pela tendência inversa de variação da ETP, sobretudo na Primavera e no Outono, o que causa uma dispersão acentuada dos valores. Por exemplo, a precipitação na Primavera tem uma amplitude de variação no período em causa de cerca de 220 mm, enquanto que a de R-ETP é de cerca de

300 mm. A Primavera e o Verão foram secos em todos os anos do período, com medianas de R-ETP da ordem dos -200 e -500 mm, respectivamente. O Outono foi com mais frequência seco do que húmido, com uma mediana de cerca de -50 mm. No Inverno (mediana de 165 mm) existiu quase sempre água disponível para armazenamento no solo, embora os Invernos de 1980 (Dezembro 1980, Janeiro e Fevereiro de 1981) e de 2004 tenham sido excepcionalmente secos, com valores de R-ETP da ordem dos -100 mm.

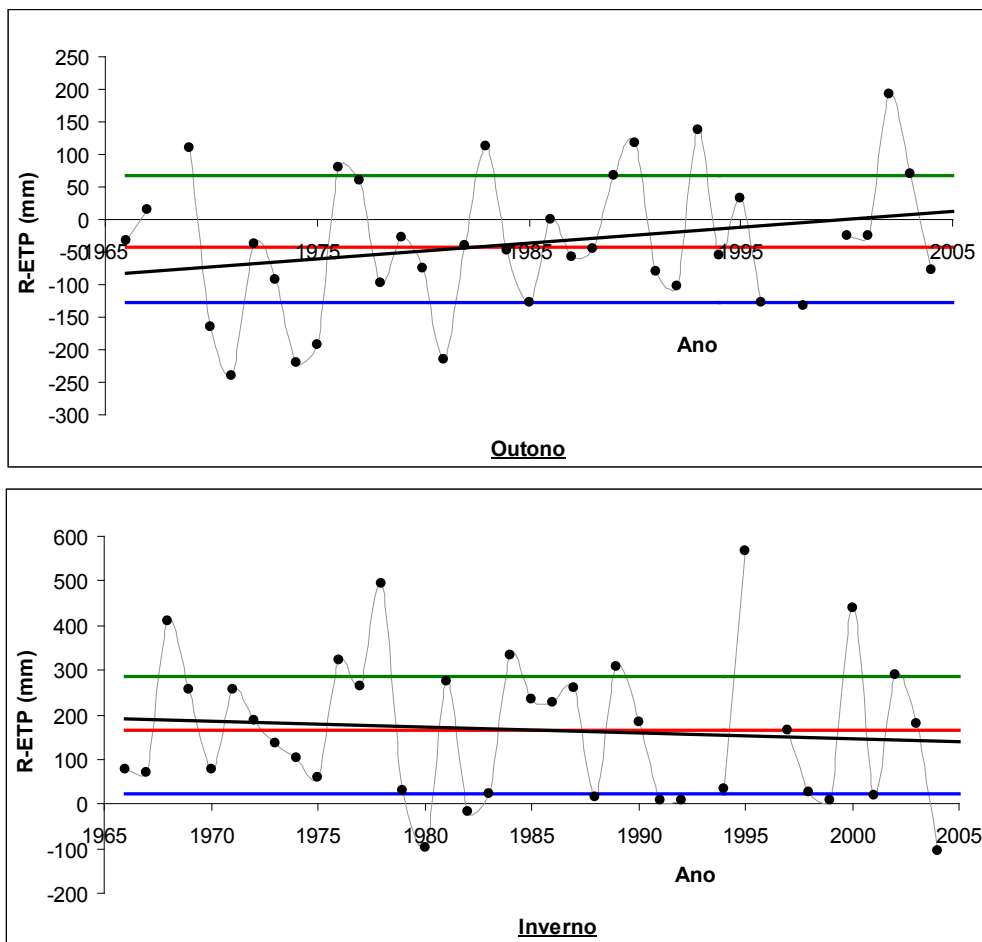


Figura 3.24. Disponibilidade hídrica climática na Primavera, Verão, Outono e Inverno em Lisboa/Tapada, de 1966 a 2005 (continuação).

A figura 3.24 mostra que as tendências de variação de R-ETP ao longo do período não são estatisticamente significativas em qualquer das estações, provavelmente devido à grande dispersão dos valores, e essa tendência é mesmo pouco definida no Verão e no Inverno. Contudo, na Primavera a tendência de diminuição

de R-ETP é notória, de tal forma que a disponibilidade hídrica nesta estação é actualmente mais negativa do que no fim dos anos 1960. Já no Outono é também claro um aumento progressivo de R-ETP, expectável na sequência do aumento de R e da diminuição de ETP, embora a estação não possa ainda ser considerada como caracteristicamente húmida.

Em termos mensais, as tendências mais acentuadas de variação de R-ETP ocorreram em Fevereiro, Março e Outubro, tal como as da precipitação, mas também não são estatisticamente significativas. A disponibilidade hídrica no conjunto de Fevereiro e Março é muito importante por razões referidas anteriormente, e tem vindo a diminuir durante o período em causa a uma taxa de aproximadamente 2,5 mm/ano (figura 3.25). O decréscimo tem sido mais acentuado em Fevereiro (-2,1 mm/ano) do que em Março (-0,7 mm/ano), devido à tendência actual de recuperação da precipitação em Março (figura 3.12), que parece contudo não ser consistente. Neste bimestre, até ao início dos anos 1990 existia com frequência água disponível para ser armazenada no solo, mas a partir daí o bimestre tem sido cada vez mais seco, reduzindo a água disponível no solo para crescimento das culturas na Primavera e Verão e aumentando a duração do período seco durante o ano agrícola. Isto é, durante o período térmico de crescimento vegetativo, o período húmido de crescimento tem vindo a reduzir-se.

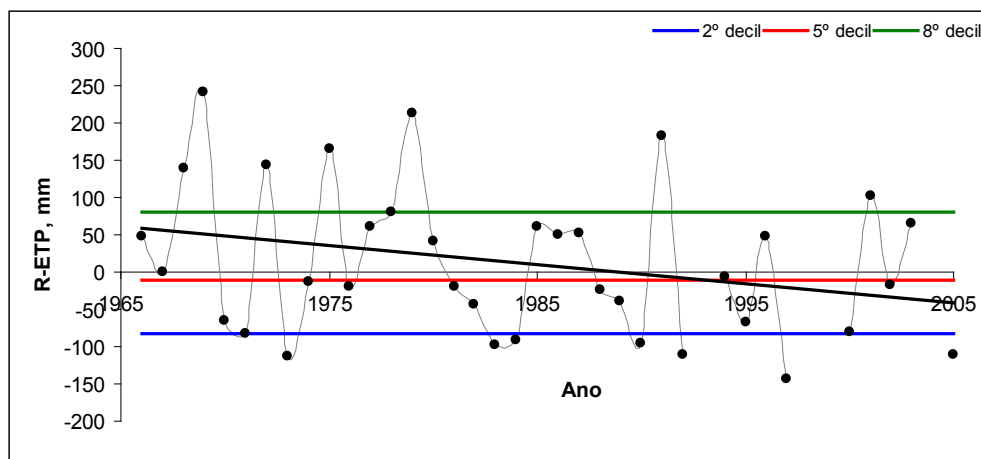


Figura 3.25. Disponibilidade hídrica climática no conjunto dos meses de Fevereiro e Março, em Lisboa/Tapada, de 1966 a 2005. Além dos decis, apresenta-se a recta de tendência. (R, precipitação; ETP, evapotranspiração potencial)

Outubro, pelo contrário, é um mês cada vez mais húmido (figura 3.26), com a disponibilidade hídrica a aumentar a uma taxa de cerca de 1,6 mm/ano. Na última metade do período em causa, o mês de Outubro tem sido húmido em aproximadamente 70% dos anos. Contudo, do ponto de vista agrícola a reposição mais temporã de água no solo em Outubro, a que se segue um período em que o de-

envolvimento vegetativo é limitado pela temperatura, é menos importante que a deficiência hídrica mais temporã no início da Primavera, a que se segue o período térmico de crescimento vegetativo e onde a falta de água limita esse crescimento.

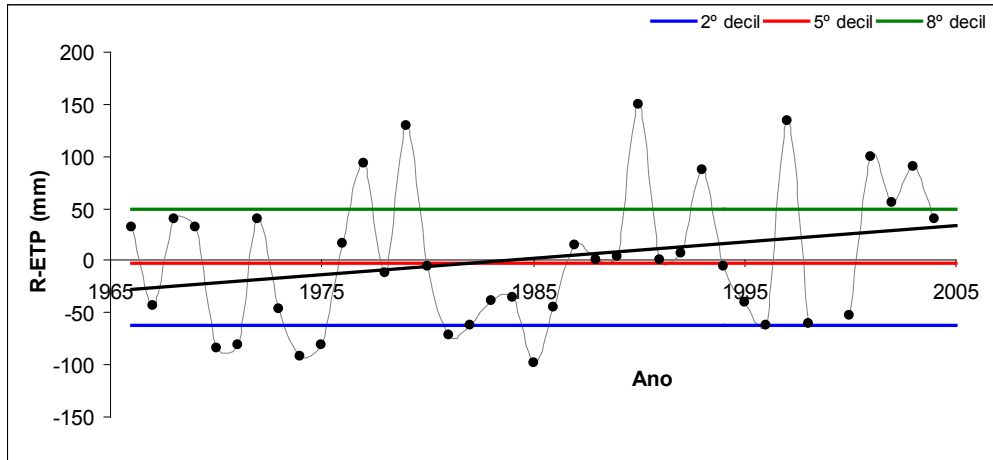


Figura 3.26. Disponibilidade hídrica climática no mês de Outubro em Lisboa/Tapada, de 1966 a 2005. Além dos decis, apresenta-se a recta de tendência. (R, precipitação; ETP, evapotranspiração potencial)

Para avaliar a evolução da disponibilidade climática de água armazenada no solo em cada estação do ano, realizou-se um balanço hídrico sequencial a partir da Primavera de 1966, pois de acordo com a disponibilidade hídrica climática o solo estaria à capacidade de campo no fim do Inverno de 1965 (Dezembro de 1965 e Janeiro e Fevereiro de 1966). No período de 1966 a 2005 existem falhas ocasionais de ETP; nesses casos, e tendo em conta a distribuição gaussiana dos valores de ETP e a pequena variação interanual dos mesmos em cada estação (figura 3.16), os valores em falta foram estimados com base no valor médio da ETP nessa estação do ano, ponderado pela precipitação em cada caso. A figura 3.27 mostra que existe uma tendência de decréscimo da água armazenada no solo na Primavera e um acréscimo no Outono. Embora estas tendências não sejam estatisticamente significativas, confirmam os resultados anteriores sobre a redução da água disponível no solo para crescimento das culturas anuais de Primavera e Verão e sobre o aumento da duração do período seco durante o período térmico de crescimento vegetativo. Repare-se que esta análise por estação do ano não considera o caso da deficiência hídrica mais acentuada no bimestre de Fevereiro e Março, pois Fevereiro está convencionalmente situado no trimestre de Inverno enquanto que Março está no de Primavera. Por outro lado, o acréscimo de água disponível no Outono permite a reconstituição de reservas hídricas em profundidade no solo através da drenagem interna do excesso hídrico da camada superficial de 1m de espessura, o que favorecerá as relações hídricas, o crescimento e a produtividade da vegetação arbórea

com desenvolvimento radicular profundo, nos períodos térmicos de crescimento vegetativo subsequentes. Este aspecto deve ser tido em conta na gestão de ecossistemas florestais e agro-florestais, como por exemplo o “montado”, desde que o solo seja suficientemente profundo.

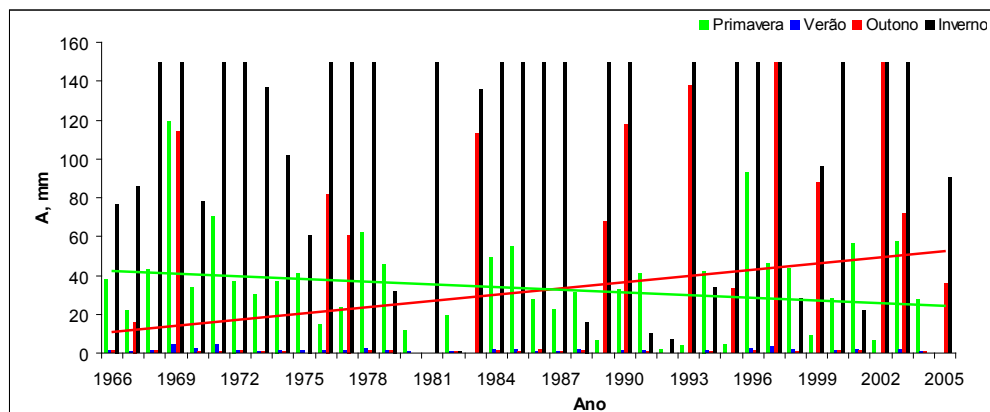


Figura 3.27. Disponibilidade climática de água armazenada no solo (A) em cada estação do ano em Lisboa/Tapada, de 1966 a 2005, e rectas de tendência na Primavera e no Outono (com a mesma côr da estação respectiva).

3.7. Considerações finais

De acordo com Miranda *et al.* (2002), as variações de temperatura e precipitação em Lisboa têm sido formalmente semelhantes àquelas observadas noutras regiões do continente, pelo que as conclusões que aqui se apresentam para Lisboa/Tapada têm um carácter mais geral.

Nas condições mediterrâneas, as durações dos períodos térmicos e hídricos de crescimento não coincidem. A tendência actual de variação do clima em termos térmicos e hídricos recomenda a antecipação das datas de sementeira das culturas anuais devido à redução de precipitação em Fevereiro e Março e consequente encurtamento do período de crescimento sem deficiência hídrica. Essa antecipação é favorecida por Invernos cada vez mais amenos e consequente aumento do período térmico de crescimento vegetativo.

No caso de culturas anuais de sequeiro, cuja produção depende da água armazenada no solo no fim do Inverno e início da Primavera, a antecipação das datas de sementeira e a utilização de cultivares com uma duração térmica do ciclo vegetativo mais curta permitirá disponibilizar água em períodos críticos de desenvolvimento, minimizando o efeito na produtividade da deficiência hídrica associada à redução de precipitação. A redução de produtividade será também minimizada com a utilização de cultivares resistentes ao stress hídrico e, além disso, que possuam um sistema radicular e uma estrutura do coberto vegetativo capazes de ga-

rantir uma proporção elevada de transpiração relativamente à evapotranspiração total no sistema solo/planta/atmosfera (Rockström, 2003). De facto, a produção de biomassa em condições hídricas limitantes está directamente relacionada com a taxa de transpiração, modulada pelo défice de saturação da atmosfera (Monteith, 1981; Squire, 1990; Pereira *et al.*, 2006).

Em condições hídricas não limitantes, como nas culturas de regadio, a antecipação das datas de sementeira e a utilização de cultivares com uma duração térmica do ciclo vegetativo mais longa são medidas que permitirão remediar parcialmente o efeito negativo do aumento de temperatura na redução da duração cronológica do ciclo, na intercepção de radiação e na produtividade.

Em qualquer dos casos é necessário melhorar geneticamente e promover a utilização de cultivares com menores temperaturas base e com durações térmicas apropriadas.

Agradecimentos

À FCT, que apoiou financeiramente Ana M. D. Ferreira com uma bolsa de doutoramento. Ao Instituto de Meteorologia pelo apoio ao funcionamento da estação Lisboa/Tapada e ao Instituto Geofísico do Infante D. Luís que disponibilizou dados da insolação num período em que a “bola de cristal” do heliógrafo “desapareceu” várias vezes da estação. Ao Professor Manuel A. V. Madeira, pelos comentários sobre o manuscrito.

Referências Bibliográficas

- Alexandersson, A. (1986). A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology* 6: 661-675.
- Allen, R.G.; Pereira, L.S.; Raes, D.; Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration – guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 56, Rome.
- Andrade, J.A.V. (2001). Temperatura do solo (e análise de Fourier), humidade do solo e desenvolvimento inicial de várias culturas em solos Pmg e Cb. PhD thesis, Universidade de Évora.
- Bettencourt, M.L. (1975). Frequência de ocorrência de anos secos e chuvosos em Portugal. Serviço Meteorológico Nacional, Lisboa.
- Campbell, G.S.; Norman, J.M. (1998). An introduction to environmental biophysics. Springer-Verlag, New York.
- Ferrão, A.M.; J.A. Andrade; Abreu, F.G. (1996). Sucesso de germinação da tremocilha, girassol e sorgo a temperaturas constantes. *Anais do Instituto Superior de Agronomia*, 45: 455-471.
- Garcia-Huidobro, J.; Monteith, J.L.; Squire, G.R. (1982). Time, temperature and germination of pearl millet (*Pennisetum typhoides* S. & H.). I. Constant temperature. *Journal of Experimental Botany*, 33: 288-296.
- IPCC (2007). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report. Summary for Policymakers (<http://www.ipcc.ch>).
- Jones, G.V.; White, M.A.; Cooper, O.R.; Storchmann, K. (2005). Climate change and global wine quality. *Climatic Change*, 73: 319-343.
- Jones, P.D.; New M.; Parker, D.E.; Martin, S.; Rigor, I.G. (1999). Surface air temperature and its change over the past 150 years. *Review of Geophysics*, 37: 173-199.
- Karl, T.R.; Knight, R.W.; Baker, B. (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.
- Körner, C. (2006). Significance of temperature in plant life. In *Plant Growth and Climate Change* (eds. J.I.L. Morison e M.D. Morecroft), pp. 48-69. Blackwell Publishing, UK.
- Mendes, J.C.; Coelho, M.F. (1993). Variabilidade climática em Portugal Continental – Precipitação. Monografia 43, INMG, Lisboa.
- Menzel, A.; Sparks, T. (2006). Temperature and plant development: phenology and seasonality. In *Plant Growth and Climate Change* (eds. J.I.L. Morison e M.D. Morecroft), pp. 70-95. Blackwell Publishing, UK.
- Miranda, P.; Valente, M.A.; Tomé, A.R.; Trigo, R.; Coelho, M.F.E.S.; Aguiar, A.; Azevedo, E.B. (2006). O clima de Portugal nos séculos XX e XXI. In *Alterações Climáticas em Portugal: Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação, Projecto SIAM II* (eds. F.D. Santos e P. Miranda), pp. 45-113. Gradiva, Lisboa.

- Miranda, P.; Coelho, M.F.E.S.; Tomé, A.R.; Valente, M.A. (2002). 20th century portuguese climate and climate scenarios. In *Climate Change in Portugal: Scenarios, Impacts and Adaptation Measures*, SIAM Project (eds. F.D. Santos, K. Forbes e R. Moita), pp. 23-83. Gradiva, Lisboa.
- Monteith, J.L. (1981). Climate variation and the growth of crops. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 107: 749-774.
- Monteith, J.L. (1991). How do crops respond to the weather? *Compte-rendu du Séminaire "Influence du Climat sur la Production des Cultures Tropicales"*, 23-28 Septembre, Ouagadougou, Burkina Faso, pp. 17-36. IFS, CTA.
- Pereira, J.S.; Chaves, M.M.; Caldeira, M.C.; Correia, A.V. (2006). Water availability and productivity. In: J.I.L. Morison e M.D. Morecroft (eds.). *Plant Growth and Climate Change*, pp. 118-145. Blackwell Publishing, UK.
- Pinker, R.T.; Zhang, B.; Dutton, E.G. (2005). Do satellites detect trends in solar radiation? *Science* 308: 850-854.
- Pinto, P.A.; Braga, R.; Brandão, A. P. (2006). Agricultura. In *Alterações Climáticas em Portugal: Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação*, Projecto SIAM II (eds. F.D. Santos e P. Miranda), pp. 209-231. Gradiva, Lisboa.
- Rockström, J. (2003). Water for food and nature in drought-prone tropics: vapour shift in rain-fed agriculture. *Philosophical Trans. Royal Society London (B)*, 358: 1997-2009.
- Russell, G.; Jarvis, P.G.; Monteith, J.L. (1989). Absorption of radiation by canopies and stand growth. In G. Russell, B. Marshall e P.G. Jarvis (eds.). *Plant Canopies: Their Growth, Form and Function*, pp. 21-39. Cambridge University Press, UK.
- Sparks, T.H.; Croxton, P.J.; Collinson, N.; Taylor, P.W. (2005). Examples of phenological change, past and present, in UK farming. *Annals of Applied Biology*, 146: 531-537.
- Squire, G.R. 1990. *The physiology of tropical crop production*. CAB International, UK.
- Stanhill, G.; Cohen, S. (2001). Global dimming: a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences. *Agriculture and Forest Meteorology*, 107: 255-278.
- Wild, M.; Gilgen, H.; Roesch, A.; Ohmura, A.; Long, C.N.; Dutton, E.G.; Forgan, B.; Kallis, A.; Russak, V.; Tsvetkov, A. (2005). From dimming to brightening: decadal changes in solar radiation at Earth's surface. *Science*, 308: 847-850.
- Ziska, L.H.; Bunce, J.A. (2006). Plant responses to rising atmospheric carbon dioxide. In J.I.L. Morison & M.D. Morecroft (eds.). *Plant Growth and Climate Change*, pp. 17-47. Blackwell Publishing, UK.

4 · Caracterização e predição de secas: aplicação ao Alentejo

Luís Santos Pereira, Ana Ambrósio Paulo

Centro de Estudos de Engenharia dos Biosistemas, Instituto Superior de Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa

lspereira@isa.utl.pt

Resumo

Uma seca pode definir-se como um desequilíbrio natural e temporário na disponibilidade de água que consiste em precipitação persistentemente abaixo da média, com frequência, duração e severidade incertas, cuja ocorrência é imprevisível ou difícil de prever, e que resulta em redução da disponibilidade dos recursos hídricos com impactos nas actividades humanas e na capacidade de resposta dos ecossistemas. As secas são, pois, fenómenos aleatórios e devem ser abordadas como desastres, o que implica a gestão do seu risco antecipando a gestão da crise ou dos impactos. A gestão de risco em secas compreende a identificação, monitorização, caracterização, predição e mitigação das secas visando o controlo dos seus impactos, o que requer melhor conhecimento do fenómeno de forma a permitir tanto a identificação das secas, através de índices baseados em dados climáticos, como a categorização da severidade da seca. A utilização de índices de seca permite a sua monitorização e a criação de informação para utentes e gestores da água e para informação ao público acerca da situação actual e mais provável nos meses seguintes. No presente, é já boa a informação sobre índices de secas, nomeadamente o SPI e o índice de Palmer. A modelação estocástica das transições de classes de severidade pelas cadeias de Markov e por modelos Loglineares permite a predição com passo de tempo de 1 a 3 meses, existindo perspectivas de melhorar tais predições recorrendo a teleconexões. O essencial dos estudos referidos ilustra os desenvolvimentos conseguidos.

Palavras-chave: seca, predição, gestão de risco, modelação estocástica

Abstract

A drought may be defined as a natural but temporary imbalance of water availability, consisting of a persistent lower-than-average precipitation, of uncertain frequency, duration and severity, of unpredictable or difficult to predict occurrence, resulting in diminished water resources availability, affecting human activities and ecosystems response. Droughts are, thus, hazard phenomena and should be addressed to as natural disasters, for which risk management by far anticipates crisis or impact management. Droughts risk management comprises identifying, monitoring, characterizing, predicting and mitigating aimed at controlling their impacts. This requires a better understanding of the phenomenon so as to allow both the identification of droughts through climatic data-borne indexes, and drought severity categorization. The application of indexes allows eases monitoring and prediction while generating information for water users and managers as well as the public about present drought conditions and predictions for the coming months. Good quality information about drought indexes is presently available, namely the SPI and the Palmer index. Stochastic modeling of drought severity class transitions by means of Markov chains or Loglinear models offers 1 to 3 month time-step predictions. The use of teleconnections is expected to improve such predictions. Achievements on this issue are illustrated by studies referred to in this paper.

Keywords: *drought, prediction, risk management, stochastic modelling*

4.1. Introdução

A escassez de água é característica de muitos ambientes e prende-se com várias causas, naturais e antrópicas (quadro 4.1). A aridez e as secas constituem os regimes xéricos naturais, sendo a primeira permanente enquanto as segundas são temporárias, embora possam ser de longa duração. A escassez de água pode ser provocada pelo homem, isto é pelo mau uso e abuso dos recursos naturais, caso da desertificação e da penúria de água, a primeira sendo permanente por afectar outros recursos naturais, como o solo, e ter origens também nas variações climáticas. A grande questão que se põe é a de (re)aprender a convivência com a escassez de água e com as secas.

A escassez de água diz respeito às quantidades necessárias para os usos económicos, sociais e ambientais da água, embora o conceito de escassez se alargue às questões de qualidade porque águas degradadas deixam de ser utilizáveis para usos mais exigentes, nomeadamente em consumos domésticos, industriais e urbanos. O sector agrícola é o que apresenta maior procura de água tanto em Portugal como nos países mediterrânicos; consequentemente, a agricultura é facilmente considerada causa de escassez para os outros sectores utilizadores. Lutar contra a escassez passa então por melhorar a produtividade da água usada em agricultura e nos outros sectores, o que implica medidas técnicas e de gestão, nomeadamente o uso de novas tecnologias. Porém, as causas da escassez devem ser reconhecidas porque as medidas que se aplicam aos diversos regimes xéricos são específicas dos problemas respectivos (Pereira, 2002; Pereira *et al.*, 2009). Em particular, a compreensão e caracterização dos processos de seca é essencial para proporcionar o desenvolvimento de medidas adequadas à convivência com a escassez.

Seca é um desequilíbrio natural e temporário na disponibilidade de água que consiste em precipitação persistentemente abaixo da média, com frequência, duração e severidade incertas, cuja ocorrência imprevisível ou difícil de prever, e que resulta em redução da disponibilidade dos recursos hídricos e da capacidade de resposta dos ecossistemas. De salientar a imprevisibilidade do início e fim das secas e da sua severidade, o que lhes confere características de fenómeno aleatório e de desastre.

Para conviver com as secas é necessário compreender e reconhecer as suas características de forma a poder implementar a tempo tanto as medidas preventivas como as reactivas ou de emergência. Assim, é necessário acompanhar a evolução das variáveis meteorológicas e hidrológicas que são influenciadas pelas secas, nomeadamente as que se referem às anomalias na precipitação. Para tanto usam-se índices que reflectem as características estocásticas das secas.

A seca é um fenómeno recorrente normal que resulta da ocorrência continuada de precipitação abaixo dos valores normais. Questões relativas à compreensão do fenómeno da seca têm sido abordadas, entre outros, por Wilhite e Glantz (1987), Tate e Gustard (2000), Maracchi (2000) e Pereira *et al.* (2009), mostrando a importância de haver acordo quanto às definições e a forma como estas estão

particularmente relacionadas com as actividades humanas, o meio e a escala temporal e espacial de análise. Uma seca geralmente é caracterizada através da sua severidade, duração e frequência, tomando-se a área afectada pelas secas como indicador da sua importância a nível regional.

Quadro 4.1. Regimes de escassez de água (adaptado de Pereira et al., 2009).

ESCASSEZ	Natural	Produzida pelo homem
Permanente	Aridez	Desertificação
	Precipitação média anual baixa a muito baixa, e grande variabilidade espacial e temporal da precipitação	Desequilíbrio da disponibilidade de água devido a minagem (sobre-exploração) das águas subterrâneas e/ou superficiais, combinado com degradação do solo, erosão uso inadequado da terra, baixa infiltração, cheias rápidas mais frequentes, e perda dos ecossistemas ripícolas
Temporária	Seca	Penúria de água
	Precipitação persistentemente abaixo da média, ocorrendo com frequência, duração e severidade aleatórias, e cuja previsão é difícil ou mesmo impossível	Desequilíbrio na disponibilidade de água incluindo sobre-exploração de aquíferos, reduzida capacidade dos reservatórios, uso da terra inadequado, degradação da qualidade da água e redução da capacidade de suporte dos ecossistemas

Várias metodologias têm sido desenvolvidas e utilizadas na análise de secas. Os índices de seca, baseados numa ou mais variáveis climáticas, são vulgarmente utilizados na identificação e monitorização das secas em várias escalas temporais (Hayes, 2003). Dentre estes destacam-se pela sua utilização mais generalizada o índice de Palmer, PDSI (Palmer Drought Severity Index) e o índice normalizado de precipitação, SPI (Standardized Precipitation Index). O índice de seca de Palmer (Palmer, 1965; Alley, 1984) baseia-se no balanço hídrico do solo, em cujo cálculo são utilizadas a precipitação, a evapotranspiração (potencial) e a capacidade utilizável do solo. A sua adaptação ao clima mediterrânico está a ser realizada (Pereira et al., 2007). O índice normalizado de precipitação, SPI, embora desenvolvido mais recentemente por McKee et al. (1993, 1995), tem grande divulgação e pode ser utilizado convenientemente nas condições portuguesas (Paulo et al., 2003; Paulo e Pereira, 2006). Baseia-se na distribuição de probabilidades da precipitação e pode ser calculado em diferentes escalas de tempo. Por ser um índice normalizado, per-

associado ao de gestão da crise devida às consequências do desastre que corresponde à ocorrência da seca (figura 4.1). Para o efeito é necessário desenvolver um conjunto de tecnologias de comunicação e informação, desde o acompanhamento das condições climáticas à informação aos utilizadores da água (figura 4.2) estando em início um projecto de investigação com tal objectivo.

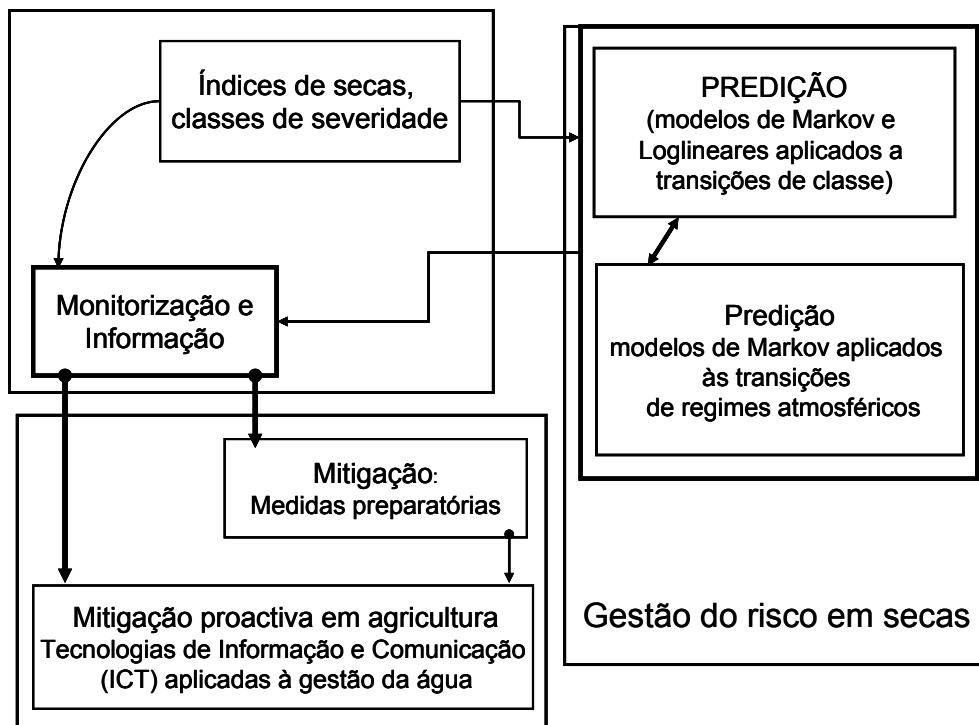


Figura 4.2. Sistema de tecnologias de informação e comunicação necessário à gestão do risco em secas, nomeadamente visando a agricultura.

Conforme expresso na figura 4.2, a gestão do risco implica:

- a) a monitorização dos processos meteorológicos e hidrológicos que permitem detectar anomalias negativas da precipitação e dos sistemas hidrológicos, preferencialmente recorrendo a sistemas de observação permanente das secas;
- b) a análise dos índices de secas criados por tal informação e recorrendo a séries temporais que permitam detectar a sua severidade e extensão especial;
- c) o uso de modelação estocástica aplicada às séries temporais – e.g. cadeias de Markov e modelos loglineares – ou a transições de regimes atmosféricos que permitam estabelecer predições da evolução temporal da severidade das secas e, idealmente, detectar o seu início ou fim;
- d) a adopção de sistemas de informação e comunicação aos utilizadores,

caso das páginas web das instituições responsáveis pela recolha e difusão da informação meteorológica e hidrológica;

- e) o desenvolvimento de medidas preparatórias, incluindo o planeamento da implementação de medidas mitigatórias reactivas;
- f) o desenvolvimento de tecnologias de informação e comunicação específicas do sector utilizador, caso de sistemas orientados para a agricultura em geral e para o regadio em particular.

A abordagem realizada neste artigo refere-se ao uso do índice SPI e aos avanços conseguidos na predição de transições entre classe de severidade usando um passo de tempo mensal, e ao desenvolvimento de sistemas de apoio aos regantes recorrendo à web.

4.3. Aplicação do SPI para caracterização das secas no Alentejo

Previamente à aplicação, estudou-se a aleatoriedade das séries anuais de precipitação, verificando a homogeneidade da média e da variância (testes de Mann-Whitney), a ausência de tendência (teste de Mann-Kendall) e a ausência de autocorrelação (teste τ de Kendall) conforme metodologias propostas por Helsel e Hirsch (1992). Nestes testes, realizados recorrendo a um programa desenvolvido por Matias (1998), considerou-se um nível de significância $\alpha=0,05$, como se descreve em Paulo *et al.* (2003). Os valores em falta, quer nas séries de precipitação quer nas séries de temperaturas máximas e mínimas, foram estimados através de modelos lineares, designados genericamente por modelos MOVE (Maintenance of Variance Extension), recorrendo a uma série de referência. Estes modelos completam a série por forma a preservar nesta as propriedades estatísticas dos dados da série de referência, nomeadamente a variância e estatísticas de ordem extremas (Hirsch, 1982; Vogel e Stedinger, 1985).

O SPI foi desenvolvido por McKee *et al.* (1993, 1995) com o objectivo de identificar períodos de seca e avaliar a sua severidade considerando múltiplas escalas temporais. O índice baseia-se na distribuição de probabilidades da precipitação e traduz o desvio destas relativamente às condições 'normais'. Assim, embora tenha sido concebido para a identificação de períodos de seca, também pode ser usado para a identificação de períodos anormalmente húmidos.

A escolha da escala temporal usada para o cálculo do índice relaciona-se com o tempo necessário para que os efeitos da seca se façam sentir sobre os diferentes sectores de actividade e sobre os recursos hídricos em geral. Quando começa uma seca os seus efeitos fazem-se sentir de imediato sobre a agricultura de sequeiro, a qual depende directamente do armazenamento de água do solo, correspondendo-lhe assim tempos de resposta curtos. As actividades que dependem das reservas de águas superficiais podem, ou não, vir a ser afectadas posteriormente, correspondendo-lhes tempos de resposta mais longos. Finalmente, as actividades dependentes de reservas subterrâneas são, geralmente, as últimas a ser afectadas pela seca, tendo tempos de resposta ainda mais longos. Quando as

condições normais de precipitação são restabelecidas, a reposição de água faz-se no sentido inverso: primeiro a reserva de água no solo, depois o restabelecimento dos caudais dos cursos de água e dos níveis de armazenamento nos reservatórios e lagos e, por último, o restabelecimento das reservas subterrâneas. O tempo de recuperação depende da duração da seca, da sua severidade e da precipitação verificada após o seu término. Deste modo, escalas de tempo mais curtas ou mais longas reflectem diferentes tempos de desfasamento na resposta dos diferentes tipos de recursos hídricos às anomalias de precipitação.

À medida que a escala temporal aumenta, o SPI responde mais lentamente a mudanças na precipitação (McKee *et al.*, 1993). Se o SPI é calculado numa escala de tempo de 3 meses, o seu valor, para um dado mês, indica a severidade correspondente ao défice da precipitação acumulada nos últimos 3 meses relativamente à precipitação histórica correspondente aos meses em causa. A escala de tempo de 3 meses é mais adequada para avaliar secas agrícolas pois a agricultura é uma actividade que é afectada quase imediatamente por situações de défice hídrico. Uma escala de tempo mais longa (12 ou 24 meses) é mais adequada para avaliar as anomalias de precipitação que afectam actividades dependentes dos caudais disponíveis nos cursos de água, nos reservatórios e nas águas subterrâneas, isto é, anomalias que causam perturbações na gestão dos recursos hídricos em geral.

O processo de cálculo do SPI resume-se da seguinte forma:

- a) cálculo das precipitações acumuladas em cada mês, para a escala de tempo escolhida;
- b) ajustamento de funções de distribuição às precipitações acumuladas para cada um dos meses;
- c) estimativa dos valores da função de distribuição correspondentes aos valores observados de precipitação acumulada;
- d) transformação das probabilidades acumuladas obtidas, usando a função de distribuição normal reduzida, em valores do SPI o qual corresponde à variável normal reduzida.

No presente estudo e à semelhança do preconizado por McKee *et al.* (1993, 1995) adoptou-se a distribuição gama a dois parâmetros. A função densidade de probabilidade da distribuição gama a 2 parâmetros é definida por

$$f(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}}, \quad x > 0 \quad (1)$$

sendo α o parâmetro de forma ($\alpha > 0$), β o parâmetro de escala ($\beta > 0$) e

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^\infty y^{\alpha-1} e^{-y} dy \quad (2)$$

a função gama. Os parâmetros α e β , estimados pelo método da máxima verosimi-

lança obtêm-se pelas seguintes expressões (Clarke, 1973):

$$\hat{\alpha} = \frac{1 + \sqrt{1 + \frac{4}{3}A}}{4A} \quad (3)$$

$$\hat{\beta} = \frac{x}{\hat{\alpha}} \quad (4)$$

com

$$A = h \bar{x} - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n h x_i \quad (5)$$

e n número de observações. Uma vez que a função de densidade de probabilidade só está definida para $x > 0$, quando num dado mês se verificam valores nulos de precipitação total, a probabilidade acumulada obtém-se recorrendo (Haan, 1977) à transformada

$$F(x) = q + (1-q)F^*(x) \quad (6)$$

sendo $F^*(x)$ a função de distribuição estimada a partir das observações não nulas e q a proporção de zeros na amostra. O índice normalizado de precipitação, SPI, é então obtido por

$$SPI = \phi^{-1}(F(x)) \quad (7)$$

sendo ϕ a função de distribuição normal reduzida.

O SPI obtido para cada mês é classificado no que respeita à severidade de acordo com o quadro 4.2. Uma seca ocorre sempre que o SPI é continuamente negativo e atinge uma severidade em que o $SPI \leq -1$ e termina quando o SPI se torna positivo. O início de uma seca é identificado por um procedimento retroactivo: a seca só se confirma quando, numa série continuada de valores negativos o SPI atinge o valor -1 . A *duração* de uma seca corresponde ao número de meses que decorrem entre o seu início e fim e cada mês em que o evento persiste é caracterizado por uma dada *severidade*. A soma dos valores mensais do SPI durante a seca designa-se por *magnitude* da seca; a *intensidade* da seca obtém-se através do quociente entre a magnitude e a duração.

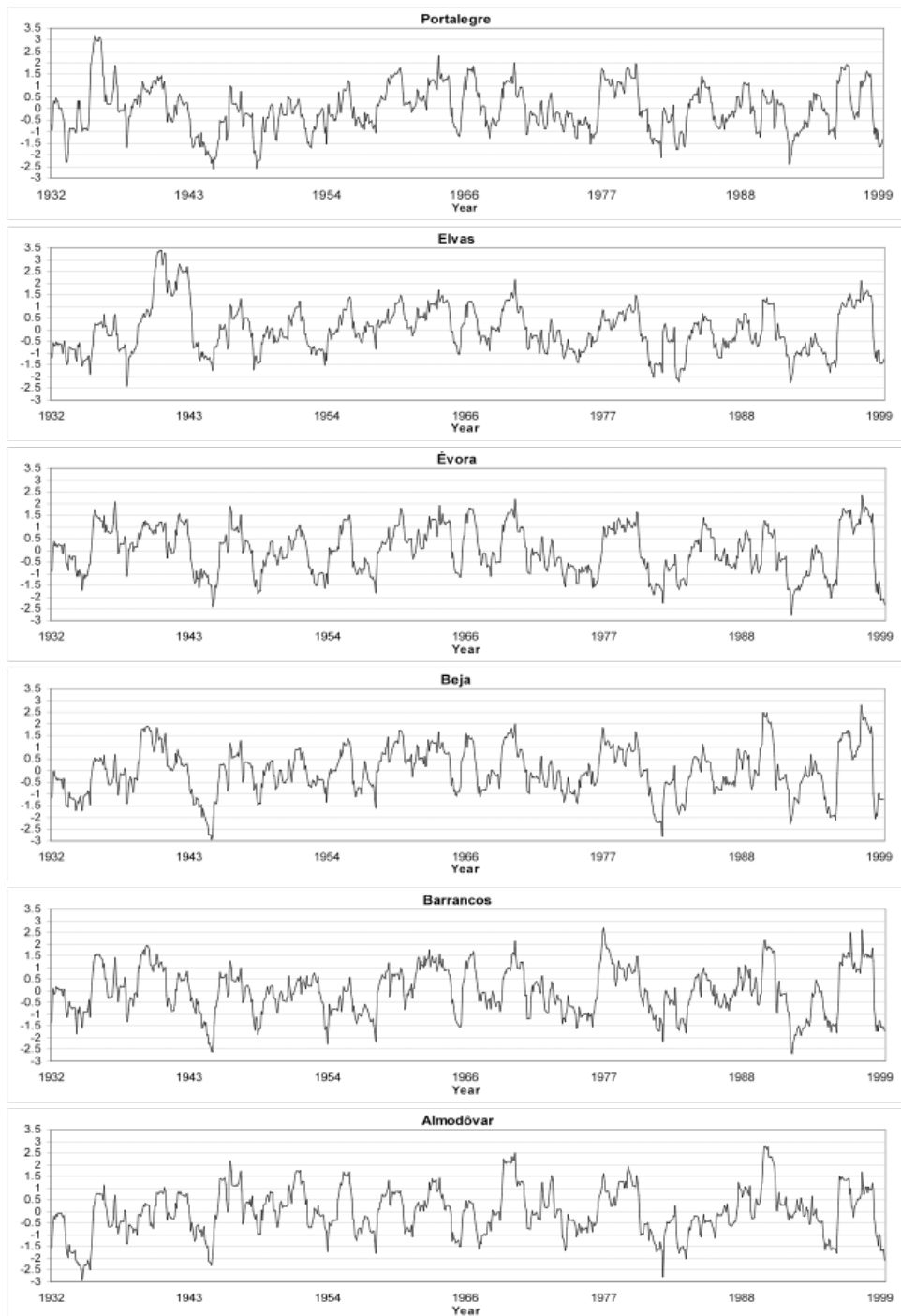


Figura 4.3. Evolução temporal do SPI de 1932 a 1999 em várias localidades do Alentejo.

Quadro 4.2. Classificação dos valores de SPI e tempo na categoria (McKee et al., 1995).

SPI	Categoria de seca	Tempo na categoria
0 a -0,99	Seca ligeira (quase normal)	34,0%
-1,00 a -1,49	Seca moderada	9,2%
-1,50 a -1,99	Seca severa	4,4%
$\leq -2,00$	Seca extrema	2,3%

Resultados da aplicação do SPI ao Alentejo mostraram a sua adequabilidade para a identificação de secas no Alentejo (Paulo e Pereira, 2002; Paulo et al., 2003). Na figura 4.3 apresentam-se resultados para algumas localidades mostrando que a ocorrência de secas ($SPI < 0$), nomeadamente das secas moderadas ou de maior severidade ($SPI < -1,0$) é aproximadamente simultânea embora com graus de severidade diferentes.

4.4. Secas regionais

Considera-se que uma seca tem carácter regional quando uma fracção significativa da área total da região é afectada pela seca, fracção essa designada por área crítica A_c . A área em seca na região resultou da agregação das áreas de influência dos postos udométricos, obtidas pelo método de Thiessen. A identificação das secas locais e do seu grau de severidade foi feita recorrendo ao SPI, com uma escala de tempo de 12 meses utilizando séries de precipitação referentes a 49 postos udométricos e ao período de 1932-1999. Na identificação da seca regional recorrendo ao SPI adoptou-se um limiar crítico A_c , fixo. A classificação da seca regional em termos de severidade utiliza diferentes limiares (A_c variável), dependendo da categoria de severidade (quadro 4.3).

Quadro 4.3. Classificação da severidade da seca com o SPI, para A_c variável.

Severidade Regional	Valor para A_c
Extrema	20%
Severa	30%
Moderada	40%
Ligeira	50%

Assim, a seca regional num dado mês foi classificada como: (a) *extrema* se $SPI \leq -2,0$ em mais de 20% da região; (b) *severa* se $SPI \leq -1,5$ afecta pelo menos 30% da região; (c) *moderada* se $SPI \leq -1,0$ tem uma cobertura espacial de pelo menos 40% da área da região e (d) *ligeira* se a soma das áreas afectadas por seca ligeira ou de severidade superior excede o limiar crítico de identificação da seca $A_c = 50\%$ e

(a) (b) e (c) não se verificam. A classificação num determinado grau de severidade implica que as condições exigidas para a classificação em menores graus de severidade se tenham verificado. Os valores para a área crítica foram estabelecidos de uma forma arbitrária e diminuem com o aumento da severidade dado que secas mais severas têm menor probabilidade de afectar simultaneamente maiores áreas. Na figura 4.4 apresenta-se a evolução temporal do SPI regional aplicado ao Alentejo, e na figura 4.5 a percentagem de área afectada por secas no Alentejo calculada conforme os critérios referidos acima.

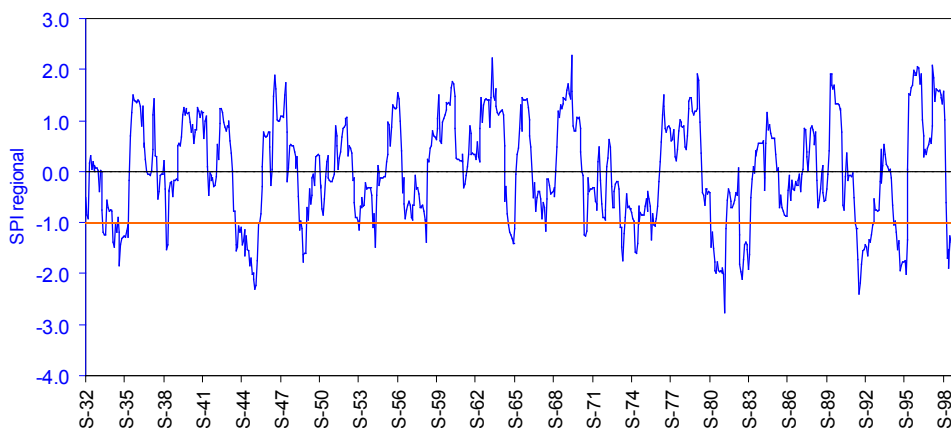


Figura 4.4. Evolução do SPI regional aplicado para 49 estações do Alentejo, 1932-1999.

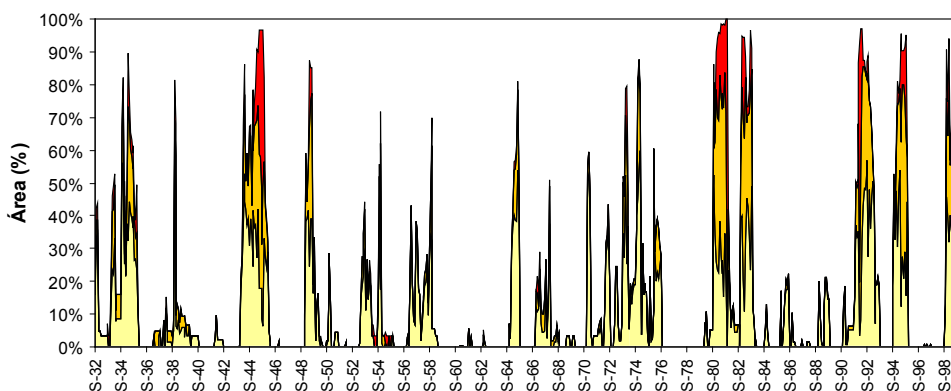


Figura 4.5. Área do Alentejo afectada por seca moderada , severa e extrema , 1932-99.

4.5. Modelação das séries temporais de índices SPI pelas cadeias de Markov

Recorreu-se à modelação de séries temporais de índices de seca pela aplicação das cadeias de Markov. As cadeias de Markov são utilizadas para modelação das transições entre classes de severidade de seca. Como se descreve de seguida, com base na matriz de probabilidades de transição, obtém-se a distribuição de probabilidades para as diferentes classes de severidade de seca, o tempo médio de permanência em cada classe de severidade, o tempo médio para a primeira visita a uma dada classe e o tempo de recorrência de uma dada classe, estabelecendo-se também um esquema de predição do estado mais provável, a curto prazo (um, dois e três meses). Apresentam-se duas formulações distintas, uma para cadeias de Markov homogéneas e outra para cadeias não-homogéneas.

4.5.1. Cadeia de Markov

O processo estocástico X é designado cadeia de Markov (Isaacson e Madson, 1976) desde que:

$$P\{X_{t+1} = j | X_0, X_1, \dots, X_t\} = P\{X_{t+1} = j | X_t = i\} \quad \forall i, j \in E, \quad t \in T$$

Uma cadeia de Markov é pois uma sequência temporal de variáveis aleatórias X_t , tal que, para qualquer período de tempo t , X_{t+1} é condicionalmente independente de $X_0, X_1, X_2, \dots, X_{t-1}$, dado X_t , ou seja, a probabilidade de X_{t+1} tomar um dado valor particular j depende do passado apenas através do seu valor mais recente, X_t . A notação $X_t = i$ significa que o processo está no estado i no momento t . Numa cadeia de Markov, as probabilidades condicionais $P\{X_{t+1} = j | X_t = i\}$, referentes a um passo de tempo, designam-se por probabilidades de transição. Uma cadeia de Markov em que a probabilidade condicional $P\{X_{t+1} = j | X_t = i\} = p_{ij}$ é independente de t , dependendo apenas dos estados i e j , tem um mecanismo de transição estacionário e designa-se homogénea no tempo (Çinlar, 1975). Numa cadeia de Markov não homogénea a probabilidade condicional $P\{X_{t+1} = j | X_t = i\} = p_{ij}^{t, t+1}$ além de depender dos estados i e j , depende também de t .

Considerando uma série mensal de um índice de seca (SPI), a cada valor do índice faz-se corresponder uma dada classe de severidade obtendo-se uma série temporal discreta de classes de severidade de seca. Na formulação homogénea, assume-se que a probabilidade de transição entre duas quaisquer classes de severidade de seca depende apenas dessas mesmas classes e não do tempo (mês) em que se verificam. Na formulação não-homogénea a probabilidade de transição entre classes de seca depende não apenas das classes mas também dos meses em que se verifica essa transição.

Na modelação através de cadeias de Markov utilizaram-se séries mensais do SPI calculado numa escala de tempo de 12 meses (SPI-12) referentes aos locais considerados e a série de severidade de seca regional resultante de 49 estações udométricas do Alentejo. Estas séries têm uma dimensão $n = 805$ correspondente ao período de Setembro de 1932 a Setembro de 1999. Seguindo a classificação apresentada consideraram-se quatro classes de seca: “Não-seca” ($SPI \geq 0$), “Seca ligeira” ($-1 < SPI < 0$), “Seca moderada” ($-1,5 \leq SPI < -1$) e “Seca severa ou extrema” ($SPI \leq -1,5$). As classes de “Seca severa” e “Seca extrema” foram fundidas numa única classe devido às baixas frequências das transições de e para estas classes.

A probabilidade de equilíbrio de uma dada classe de seca indica a sua probabilidade de ocorrência, a longo termo, independentemente do mês ou num dado mês respectivamente para as formulações homogénea e não homogénea.

4.6. Persistência das classes de seca (tempo esperado de permanência ininterrupta)

O tempo esperado de permanência ininterrupta numa determinada classe de seca indica o número de meses em que se espera que essa classe de seca persista, ou seja, a sua duração. Na formulação não-homogénea o tempo esperado de permanência depende do mês em que ocorre essa classe de seca.

Observa-se (quadro 4.4) que as classes de “Não-seca”, na formulação homogénea têm uma duração mais curta em Barrancos e Portalegre, 8,9 e 9,2 meses e mais longa em Évora e Elvas, 11,79 e 11,75 meses, respectivamente. Barrancos é também o local em que a seca ligeira é menos persistente, com 4 meses de duração. Com excepção de Elvas, o tempo esperado de permanência em seca severa/extrema é mais elevado que o tempo de permanência em seca moderada, em todos os locais e na região. A duração esperada da classe de seca mais severa varia entre 2,1 (Elvas) e 4,3 meses (Almodovar). Estes locais apresentam comportamento contrário no que se refere à duração esperada da seca moderada, com o

Quadro 4.4. Tempo (meses) esperado de permanência nas classes de seca.

Local	Não Seca	Ligeira	Moderada	Severa / Extrema
Portalegre	9,2	4,4	2,1	2,8
Elvas	11,8	5,1	2,4	2,1
Pavia	10,4	5,0	2,1	3,6
Évora	11,8	4,3	2,2	2,6
Beja	10,0	4,7	2,2	4,2
Barrancos	8,9	4,0	2,2	2,6
Alvalade	10,8	4,1	2,3	3,6
Almodôvar	11,5	5,1	1,7	4,3
Região: Alentejo	11,3	4,9	1,8	3,6

Conferências de homenagem ao Professor Doutor Dionísio Gonçalves

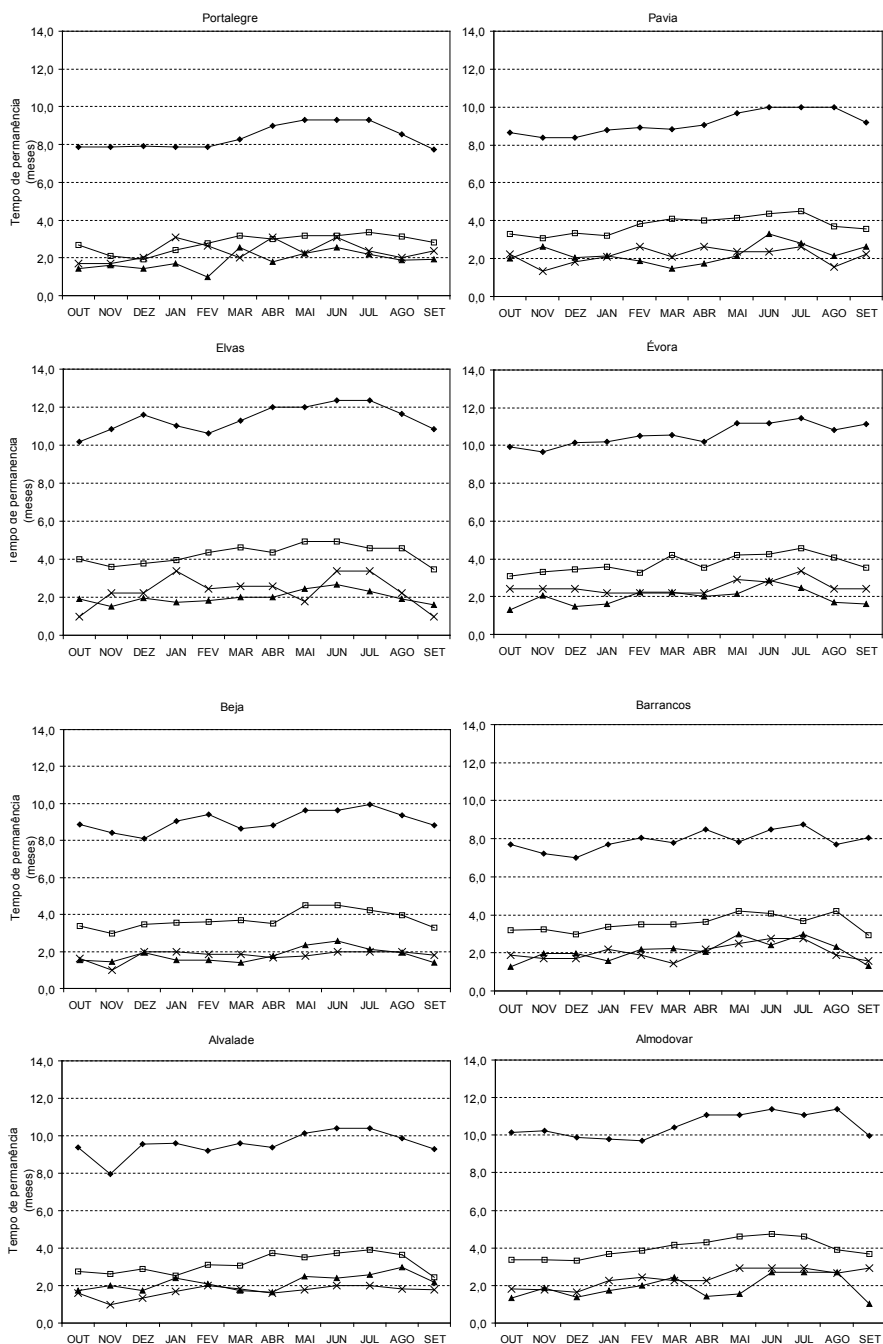


Figura 4.6. Tempo esperado (meses) de permanência ininterrupta nas classes de Não-seca (♦), seca ligeira (□), seca moderada (▲) e seca severa/extrema (x), localmente.

valor máximo em Elvas (2,4 meses) e o mínimo em Almodovar (1,7 meses). No que se refere à região, espera-se que, quando a fracção de área afectada por seca na totalidade da região for inferior ao limiar crítico de 50%, situação que corresponde à classificação de “Não-seca”, esse estado persista durante 11,3 meses. O tempo esperado de permanência ininterrupta na classe de seca severa/extrema na região é de 3,6 meses; assim, espera-se que, estando a região em seca, com mais de 40% da área afectada por seca moderada ou mais severa e com mais de 30% da área afectada por seca severa/extrema, correspondendo deste modo à classificação regional de seca severa/extrema, esta situação persista durante 3,6 meses.

Recorrendo à formulação não-homogénea (figuras 4.6 e 4.7), os valores médios indicam que a classe de “Não-seca” é a mais persistente, seguida pelas classes de seca ligeira, de seca severa/extrema e por último de seca moderada. Verifica-se também que a média do tempo esperado de permanência em qualquer classe de seca vai aumentando ao longo do ano hidrológico, até Junho-Julho, começando depois a diminuir até Setembro.

Constata-se, como seria de esoeerar, que a classe de “Não-seca” é a mais persistente, seguida pela classe de seca ligeira, em todos os meses e em todos os locais com excepção de Dezembro, Janeiro e Abril, em Portalegre, em que a persistência da seca severa/extrema é mais elevada que a da seca ligeira. A duração da “Não-seca” varia entre 10 e 12 meses em Elvas, Évora e Almodovar, entre 8 e 10 meses em Portalegre, Pavia e Beja e entre 7 e 9 meses em Barrancos.

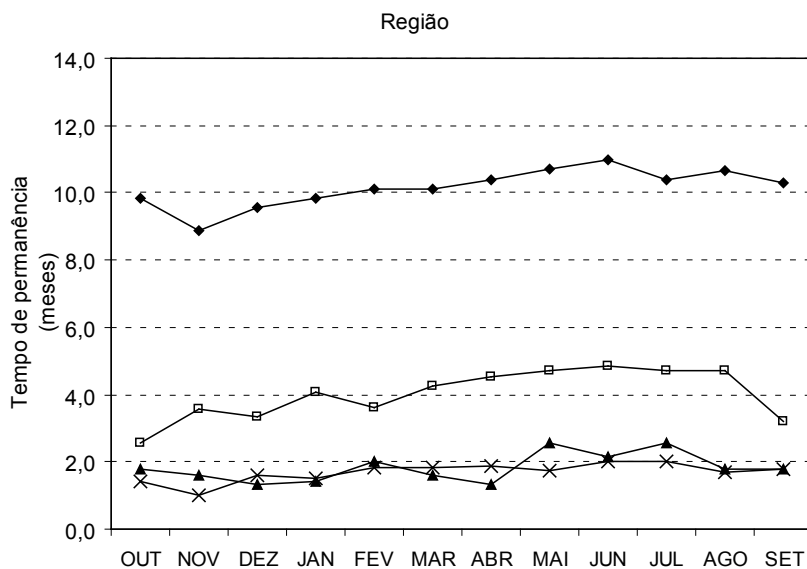


Figura 4.7. Tempo esperado (meses) de permanência ininterrupta nas classes de Não-seca (◆), seca ligeira (□), seca moderada (▲) e seca severa/extrema (x), na região.

A posição relativa das curvas do tempo de permanência da seca moderada e da seca severa/extrema varia ao longo do ano hidrológico, em todos os postos e na região. Assim, espera-se que se instalada em Janeiro, a seca severa/extrema seja mais longa do que a seca moderada. O tempo esperado de permanência nas classes de “Não-seca” e de seca ligeira vai aumentando ao longo do ano hidrológico, sendo máximo em Junho-Julho, meses em que a estabilidade destas classes de seca também é máxima; começa depois a diminuir até Setembro. Estes resultados reflectem a sazonalidade da precipitação e as características das secas, localmente e na região.

4.7. Tempo esperado para atingir uma dada classe de seca

O tempo esperado para atingir a uma dada classe de seca j partindo da classe de seca i , indica-nos o tempo de transição da classe de seca i para a classe de seca j . O tempo esperado para transitar para a classe de “Não-seca” é um indicador do tempo necessário à dissipação de uma seca com determinada severidade.

Constata-se que, à excepção das transições entre as classes de “Não-seca” e seca ligeira, o tempo esperado de passagem de uma dada classe de seca para outra mais severa é maior do que o da transição inversa, ou seja, o tempo esperado de agravamento de severidade é maior que o respectivo tempo de desagravamento.

Quando se considera a região (figura 4.8), o tempo esperado para transitar de seca ligeira para seca moderada é de 27 meses e de seca moderada para seca ligeira é de 7 meses e o tempo esperado para transitar de seca moderada para

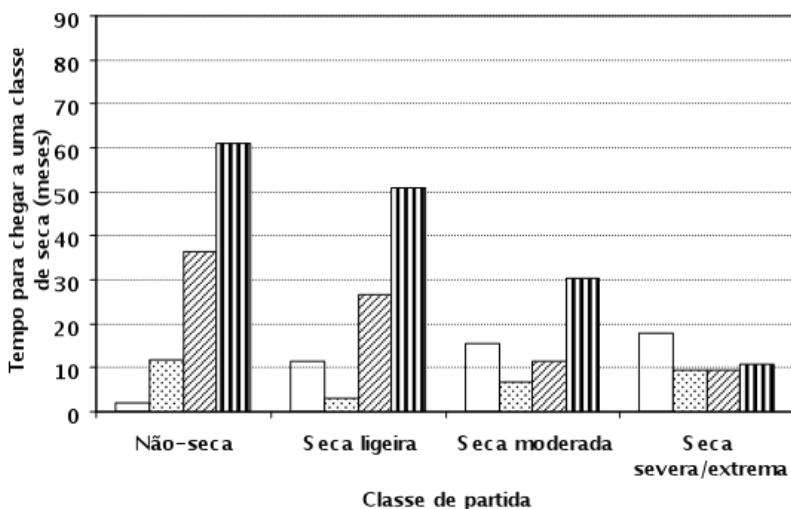


Figura 4.8. Tempo esperado (meses) para transitar para as classes de Não-seca (□), seca ligeira (▤), seca moderada (▨) e seca severa ou extrema (▩), na região.

seca severa/extrema é de 30 meses e para a transição inversa é de 9 meses. Estes resultados evidenciam que a seca é um fenómeno cujo início é difícil de precisar pois estabelece-se lentamente; permitem também concluir que o tempo de dissipação de uma seca com uma determinada severidade é inferior ao seu tempo de estabelecimento.

4.7.1. Predição das classes de seca com 1, 2 e 3 meses de antecedência

Na predição das classes de seca considerando um horizonte de predição de um, dois e três meses estimou-se qual a classe de seca mais provável nos instantes $t+1$, $t+2$, e $t+3$ dada a classe de seca no instante t . Para tal avaliaram-se as probabilidades de todas as transições possíveis entre uma dada classe de seca actual, i , e qualquer classe de seca j um, dois e três meses depois. No Quadro 4.5 pode observar-se que a última seca, designada por muitos a de 2005, se iniciou no Inverno de 2003/04, com cerca de dois anos de duração, e com ocorrência dominante nas classes de maior severidade.

Quadro 4.5. Data estimada do início da seca actual e número de meses nas várias classes de severidade da seca para várias localidades do Alentejo e Algarve (até Novembro de 2005).

Locais		Início da seca actual Extrema	Número de meses em seca			
			Severa	Moderada	Ligeira	
Tejo	Castelo de Vide	Set-03	11	1	10	5
Tejo	Pavia	Set-03	12	1	8	6
Guadiana	Vila Viçosa	Dez-03	1	11	1	11
Sado	Moinhola	Jan-04	10	1	2	10
Guadiana	Reguengos	Set-02	11	1	1	26
Sado	Grândola	Dez-03	12	1	1	10
Sado	Viana do Alentejo	Jan-02	10	2	9	26
Guadiana	Serpa	Jan-04	9	3	1	10
Mira	Relíquias	Set-03	11	2	1	13
Guadiana	Castro Verde	Abr-04	11	0	2	7
Algarve	Bravura	Jan-04	10	2	2	9
Algarve	S. Brás de Alportel	Nov-03	10	3	8	4

Anote-se que os locais referidos são aqueles que possuem séries longas, com mais de 70 anos, para os quais se conseguiu aceder a informação através do website do INAG. Os dados do Instituto de Meteorologia não são acessíveis em tempo real e apenas por compra, e outras estações do INAG foram mudadas, modificadas ou eliminadas; de 49 estações do Alentejo com séries longas e de boa

qualidade que se estudaram para o período 1932-1999 restam acessíveis apenas dez. Estes factos revelam grande dificuldade em obter dados para o estudo das secas.

Recorrendo às cadeias de Markov foi possível prever a evolução da seca (Paulo e Pereira, 2007, 2008). Assim, para Dezembro de 2005 (quadro 4.6) era predito que, em quase todas as localidades referidas, a seca tenderia a situar-se em classes menos severas, seca ligeira ou moderada. Infelizmente, as precipitações de Dezembro foram muito inferiores ao tendencialmente esperado e, afinal, as predições pecaram por “optimistas”. De qualquer forma era evidente que a seca iria continuar e não haveria nenhuma razão para extinguir a Comissão que acompanhou a chamada seca de 2005. Pelo contrário havia todos os motivos para lhe dar continuidade, sem que à designação se devesse associar aquela data.

Quadro 4.6. Ensaio de predição das secas: estado previsto para Dezembro com 1, 2 e 3 meses de antecedência e estado observado para Dezembro.

Locais		Previsto em Setembro	Previsto em Outubro	Previsto em Novembro	Observado
Tejo	Castelo de Vide	Moderada	Moderada	Moderada	Severa
Tejo	Pavia	Moderada	Moderada	Moderada	Severa
Guadiana	Vila Viçosa	Ligeira	Ligeira	Ligeira	Severa
Sado	Moinhola	Severa	Severa	Ligeira	Moderada
Guadiana	Reguengos	Ligeira	Severa	Severa	Severa
Sado	Grândola	Ligeira	Ligeira	Severa	Severa
Sado	Viana do Alentejo	Ligeira	Ligeira	Severa	Severa
Guadiana	Serpa	Severa	Severa	Severa	Ligeira
Mira	Relíquias	Ligeira	Severa	Severa	Moderada
Guadiana	Castro Verde	Moderada	Moderada	Moderada	Severa
Algarve	Bravura	Ligeira	Moderada	Moderada	Moderada
Algarve	S. Brás de Alportel	Severa	Severa	Moderada	Moderada

Complementada esta análise preditiva, analisaram-se os cenários de precipitação em Dezembro que permitiriam que a severidade das secas abrandasse, isto é, que a situação de seca observada em Novembro para estas localidades transitasse para uma classe de seca menos severa.

O quadro 4.7 mostra que as precipitações de Dezembro de 2005 se situaram abaixo ou muito abaixo da média, resultando insuficientes para abrandar a severidade, de tal forma que, apenas no casos em que a precipitação dos meses anteriores havia minorado a severidade das secas, casos de Castro Verde, Serpa,

Bravura e S. Brás de Alportel, tal ocorreu. Para os restantes locais, a precipitação foi de tal forma insuficiente que a seca aí se pode classificar de severa. Com um mês de Janeiro seco, com precipitações bastante inferiores à média, é fácil de prever que as condições de seca no Alentejo e Algarve, que se aliviaram com as chuvas de Outono, persistiriam.

Quadro 4.7. Precipitação (mm) em Dezembro de 2005: média e quantidades de precipitação necessária para que a severidade da seca transitasse para menor severidade.

Locais		Precipitação média (1932-2005)	Precipitação necessária para que a condição em Dezembro fosse:			Precipitação observada em Dezembro
			Não seca	Seca ligeira	Seca moderada	
Tejo	Castelo de Vide	124	493	268	172	67,5
Tejo	Pavia	85	337	188	124	51,9
Guadiana	Vila Viçosa	122	416	210	124	57,9
Sado	Moinhola	99	240	85	18	47,2
Guadiana	Reguengos	80	251	114	55	49,1
Sado	Grândola	115	342	188	120	71,3
Sado	Viana do Alentejo	103	413	251	181	76,5
Guadiana	Serpa	79	226	84	24	44,8
Mira	Relíquias	108	311	137	63	72,1
Guadiana	Castro Verde	84	242	111	54	50,3
Algarve	Bravura	117	320	137	60	82,4
Algarve	S. Brás de Alportel	154	387	153	55	119,3

No quadro 4.8, com os dados de precipitação de Janeiro, apresenta-se o ponto da situação no fim de Janeiro de 2006. Continuava a observar-se que a precipitação se situava claramente abaixo da média em todos os locais. Apesar disso, registou-se um desagravamento das condições em todos os locais, que se traduziu por um decréscimo de classe de severidade da seca em 6 dos locais mais a Sul. Porém, no Interior do Alto Alentejo, em Castelo de Vide, Pavia e Vila Viçosa, e também em Grândola, continuava a registar-se seca severa. No entanto esta severidade não era visível em Janeiro porque, sendo Inverno, era baixo o consumo da água do solo, bem abastecido pelas chuvas de Outono. Não havia sinais exteriores da seca mas havia sinais evidentes lendo os indicadores. Assim, em Janeiro, era ocasião para que se tomassem medidas preventivas, tornando possível minorar os impactos da previsível carência hídrica com o mínimo de perturbação da vida das populações e das actividades que usam água.

Quadro 4.8. Precipitação (mm) em Janeiro de 2006: média e quantidades de precipitação necessárias para que a severidade da seca transitasse para menor severidade.

	Precipitação média (1932-2005)	Precipitação necessária para que a condição em Janeiro fosse:			Precipitação observada em Janeiro	Severidade da seca em Janeiro
		Não seca	Seca ligeira	Seca moderada		
Castelo de Vide	124	424	192	94	27,1	Severa
Pavia	80	285	134	69	32,4	Severa
Vila Viçosa	107	355	142	53	25,9	Severa
Moinhola	99	193	31	-	63,2	Ligeira
Reguengos	73	202	62	2	22,6	Moderada
Grândola	101	273	115	46	38,3	Severa
Viana do Alentejo	99	336	170	98	26,1	Severa
Serpa	69	179	34	-	48,2	Ligeira
Relíquias	99	238	57	-	64,1	Ligeira
Castro Verde	72	194	63	6	60,9	Moderada
Bravura	98	242	61	-	67,4	Ligeira
S. Brás de Alportel	130	268	30	-	101,2	Ligeira

De salientar que resultados semelhantes para as predições de transição de classe foram obtidos recorrendo a simulações com modelos loglineares (Moreira *et al.*, 2008), modelos estes que se revelaram meios potentes para análise das transições de classes de severidade referentes ao SPI (Moreira *et al.*, 2006).

Agradecimentos

Os dados de precipitação utilizados neste estudo foram disponibilizados pelo Instituto da Água (INAG) através do respectivo website. O estudo foi realizado no âmbito do projecto Interreg SEDEMED.

Referências Bibliográficas

- Alley, W.M. (1984). The Palmer Drought Severity Index: limitations and assumptions. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23: 1100-1109.
- Çınlar, E. (1975). *Introduction to Stochastic Processes*. Prentice-Hall, Inc., New Jersey.
- Clarke, R.T. (1973). *Mathematical models in hydrology*. FAO Irrig. Drain. Pap. 19, FAO, Rome.
- Haan, C.T. (1977). *Statistical Methods in Hydrology*. Iowa State University Press.
- Hayes, M., (2003). *Drought indices*. National Drought Mitigation Center home page, Lincoln, Nebraska.
- Helsel, D.R.; Hirsch, R.M. (1992). *Statistical Methods in Water Resources*. Elsevier, Amsterdam.
- Hirsch, R. M. (1982). A comparison of four streamflow record extension techniques. *Water Resour. Res.*, 18(4): 1081-1088.
- Isaacson, D.L.; Madsen, R.W. (1976). *Markov Chains: Theory and Applications*. John Wiley and Sons. New York.
- Maracchi, G. (2000). Agricultural drought – a practical approach to definition, assessment and mitigation strategies. In: J.J. Vogt and F. Somma (eds.) *Drought and Drought Mitigation in Europe*. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, pp. 63-75.
- Matias, P.G. (1998). *Análise de Frequência de Séries Hidrológicas Anuais*. DER/ISA, Lisboa.
- McKee, T. B.; Doesken, N.J.; Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: 8th Conference on Applied Climatology. Am. Meteor. Soc., Boston, pp. 179-184.
- McKee, T. B.; Doesken, N. J.; Kleist, J. (1995). Drought monitoring with multiple time scales. In: 9th Conference on Applied Climatology, Am. Meteor. Soc., Boston, pp. 233-236.
- Moreira E.E.; Paulo A.A.; Pereira L.S.; Mexia J.T. (2006). Analysis of SPI drought class transitions using loglinear models. *J. Hydrology*, 331: 349-359.
- Moreira E.E.; Coelho C.A.; Paulo A.A.; Pereira L.S.; Mexia J.T. (2008). SPI drought class monthly prediction using loglinear models. *J. Hydrology*, 354: 116-130
- Palmer, W. (1965). *Meteorological Drought*. U.S. Weather Bureau, Res. Paper No.45, Washington.
- Paulo, A.A.; Pereira, L.S. (2002). Analysis of the regional droughts in Southern Portugal using the standardized precipitation index. In: Maiga AH, Pereira LS, Musy A., (eds.). *Sustainable Water Resources Management: Health and Productivity in Hot Climates (Proc. Inter-Regional Conference Envirowater 2002, Ouagadougou, Nov. 2002)*, EIER, Ouagadougou, pp. 83-93.
- Paulo A.A.; Pereira L.S. (2006). Drought concepts and characterization. Comparing

- drought indices applied at local and regional scales. *Water International*, 31(1): 37-49.
- Paulo A.A.; Pereira L.S. (2007). Prediction of SPI drought class transitions using Markov chains. *Water Resources Management*, 21: 1813-1827.
- Paulo A.A.; Pereira L.S. (2008). Stochastic prediction of drought class transitions. *Water Resources Management*, 22: 1277-1296.
- Paulo, A. A.; Pereira, L. S.; Matias, P. G. (2003). Analysis of local and regional droughts in southern Portugal using the theory of runs and the Standardised Precipitation Index. In: G. Rossi, A. Cancelliere, L. S. Pereira, T. Oweis, M. Shatanawi, A. Zairi (eds.) *Tools for Drought Mitigation in Mediterranean Regions*, pp. 55-78. Kluwer, Dordrecht.
- Paulo, A.A.; Ferreira E.; Coelho C.; Pereira L.S. (2005). Drought class transition analysis through Markov and Loglinear models, an approach to early warning. *Agric. Water Manage.*, 77: 59-81.
- Pereira, L.S. (2002). Conservação e poupança de água para conviver com a escassez e a seca. In: A.F. Cirelli e E. Abraham (eds.) *El Agua en Iberoamérica. De la Escasez a la Desertificación*. CYTED XVII and CETA, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, pp. 147-160.
- Pereira, L.S. (2007). Drought impacts in agriculture: water conservation and water saving practices and management. In: G. Rossi, T. Vega, B. Bonaccorso (eds.) *Methods and Tools for Drought Analysis and Management*. pp. 347-371. Springer, Dordrecht.
- Pereira, L.S.; Rosa R.D.; Paulo A.A. (2007). Testing a modification of the Palmer drought severity index for Mediterranean environments. In: G. Rossi, T. Vega, B. Bonaccorso (eds.) *Methods and Tools for Drought Analysis and Management*, pp. 149-167. Springer, Dordrecht.
- Pereira, L.S.; Cordery, I.; Iacovides, I. (2009). *Coping with Water Scarcity. Addressing the Challenges*. Springer, Dordrecht, 382 pp.
- Tate, E.L.; Gustard, A. (2000). Drought definition: a hydrological perspective. In: J.J. Vogt and F. Somma (eds.) *Drought and Drought Mitigation in Europe*. pp. 23-48. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht.
- Vogel, R. M.; Stedinger J. R. (1985). Minimum variance streamflow record augmentation procedures. *Water Resour. Res.*, 21(5): 715-723.
- Wilhite, D.A.; Glantz, M.H. (1987). Understanding the drought phenomenon: the role of definitions. In: D.A. Wilhite, W.E. Easterling and D.A. Wood (eds.) *Planning for Drought, Toward a Reduction of Societal Vulnerability*, pp. 13-27. Westview Press, Boulder.

5 · Os danos de geada: conceitos, mecanismos e modelos de simulação

José Paulo de Melo-Abreu¹, António Castro Ribeiro²

¹ Centro de Estudos de Engenharia dos Biosistemas, Instituto Superior de Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa

² Centro de Investigação de Montanha, Escola Superior Agrária, Instituto Politécnico de Bragança

jpabreu@isa.utl.pt; antrib@ipb.pt

Resumo

A ocorrência de geada, quando a generalidade das culturas se encontram num estado de desenvolvimento de elevada sensibilidade às baixas temperaturas, provoca frequentemente prejuízos avultados com consequências graves para a produção agrícola. O rendimento dos agricultores é severamente afectado e a não estabilização das produções tem igualmente consequências ao nível das empresas e cooperativas do sector. A minimização dos danos pode ser feita se se tomarem medidas preventivas (protecção passiva) ou actuando activamente durante a ocorrência da geada. O conhecimento dos processos físicos relacionados com a ocorrência de geada e com os danos nas plantas é fundamental para um adequado e eficaz combate na luta contra a geada.

Neste capítulo resumem-se os aspectos mais importantes das condições que levam à ocorrência de geada e definem-se os conceitos relacionados com os vários tipos de geada. Descrevem-se resumidamente os sintomas e os aspectos citológicos e histológicos da geladura e discutem-se os seus mecanismos. Abordam-se os métodos de sobrevivência (ou resistência) às geadas numa perspectiva estática e de oscilação da geado-resistência, atendendo ao seu estado de desenvolvimento e ambiente recente, e estimam-se os seus limites de sobrevivência.

É apresentado um modelo que permite calcular os danos por geada, por confrontação das temperaturas do ar com as temperaturas críticas de forma dinâmica e atendendo aos estados fenológicos. O modelo calcula os valores médios dos prejuízos e a sua distribuição estatística, e quebras de produção relacionadas, em relação a onze métodos de luta contra as geadas.

Palavras-chave: geada; geladura; temperaturas críticas, resistência às geadas, modelos de simulação

Abstract

The occurrence of frost, when the crops are very sensitive to low air temperature, causes serious damage with significant effects on production. The profit of the farmers involved is severely reduced and the impacts on the affected enterprises are often devastating, due to non stabilization of the production. Frost damage can be avoid or reduced by passive protection methods that are implemented before a frost night or active methods during a frost night. The knowledge of the physical processes of frost occurrence and frost damage is very important for implement and manage adequately the frost protection methods.

This chapter resumes the most important aspects of frost occurrence conditions and defines frost and the different types of frost. It also describes the symptoms and cytological and histological aspects of the freezing process and discusses the mechanisms that originate frost damage. A short discussion of the survival (or resistance) to freezing in a static and dynamical perspective, considering the plant development stage and recent environmental conditions, is presented.

A model that calculates the risk of frost damage, using air and plant critical temperatures, in a dynamical way, thus taking into account phenological stages, is present. The model calculates the average damage and its statistical distribution and the related yield losses in relation to eleven frost protection methods.

Keywords: frost; freeze, critical temperatures, frost resistance, simulation models

5.1. Introdução

A geada consiste na ocorrência de uma temperatura do ar inferior a 0°C , medida em abrigo meteorológico apropriado a uma altura entre 1,25 e 2m (1,5m em Portugal). As geadas ocorrem quando uma massa de ar é substituída por outra mais fria (geadas de advecção), ou quando há acentuado arrefecimento nocturno, resultante principalmente da falta de nuvens e concomitante baixo valor da radiação da atmosfera (geadas de radiação). Neste caso, em que o balanço nocturno da radiação é muito negativo e há pouco vento, o ar vai arrefecer por baixo, em contacto com a superfície fria, e como a agitação do ar é baixa, esta perda de calor vai fazer-se sentir até a uma altura que não cessa de aumentar durante a noite de geada. Dentro da camada de ar que é arrefecida pela superfície, a temperatura sobe em altura (i.e., dá-se uma inversão térmica), o que contrasta com o que acontece durante o dia na troposfera, em que a temperatura desce com a altura acima da superfície. A figura 5.1 apresenta a formação duma inversão térmica acima dum pomar de macieiras em Carrazeda de Ansiães.

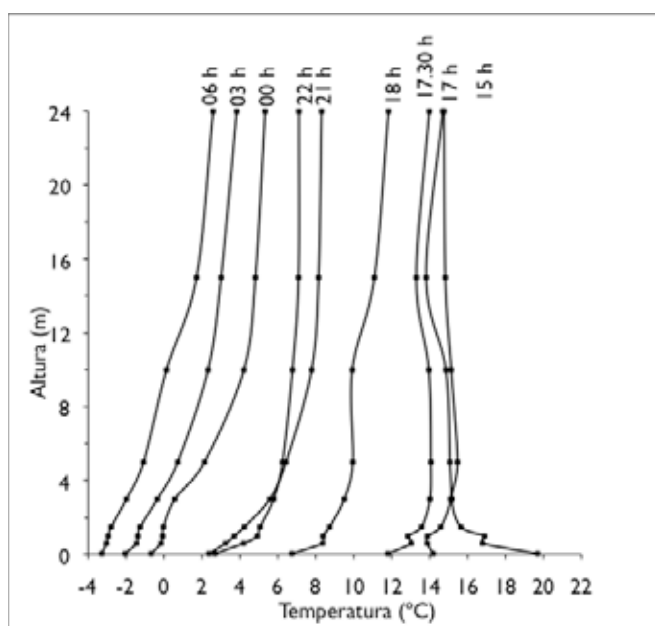


Figura 5.1. Curso do perfil da temperatura numa noite de geadas sobre um pomar de macieiras em Carrazeda de Ansiães (Ribeiro, 2003).

O termo *geada branca* refere-se à geada que é acompanhada pela formação de cristais de gelo produzidos pela congelação do orvalho, ou pela sublimação do vapor de água, sobre as superfícies dos corpos arrefecidos. A *geada negra* ocorre quando a ponto de orvalho é mais baixo do que a temperatura negativa nefasta atingida pelos órgãos vegetais. Deve-se esta designação ao aspecto necrótico

apresentado pelos órgãos vegetais: parecem “queimados”. Note-se que a necrose, sintoma de morte dos tecidos vegetais, pode ocorrer também após a ocorrência duma *geada branca* que causou danos. Na verdade diz-se que houve *geada negra* quando vemos os tecidos danificados apresentando-se enegrecidos; a *geada branca* não é ainda um sintoma de geladura, pois pode-se não ter atingido o limite de resistência das plantas, não havendo, então, morte dos tecidos. Uma é um facto consumado; outra é apenas sinal de que podem aparecer danos.

Nas condições micrometeorológicas presentes numa noite de geada, os órgãos vegetais perdem muito calor, ficando as suas temperaturas próximas das do ar, embora mais baixas um ou dois graus Celsius, na generalidade dos casos. A previsão da temperatura dum órgão vegetal é feita através do balanço energético desse órgão, o que não é uma tarefa simples visto que esses órgãos estão sujeitos a microambientes variáveis resultantes da sua posição no coberto vegetal (Snyder e De Melo-Abreu, 2005).

As soluções aquosas presentes nos tecidos vegetais, em regra, não congelam imediatamente quando as temperaturas destes tecidos são mais baixas do que as temperaturas a que pode ocorrer essa congelação, olhando apenas para o seu potencial osmótico: verifica-se, então, o fenómeno da sobrefusão. Se as temperaturas continuarem a descer, a congelação é inevitável. Congelam, então, as soluções extracelulares, que têm um potencial osmótico mais alto (pressão osmótica mais baixa). Uma vez iniciada a congelação extracelular, a água começa a sair das células em resposta a um gradiente de potencial químico. Os protoplastos sofrem, assim, uma desidratação que pode levar a danos irreversíveis. Pode ocorrer desnaturação de proteínas nucleares, transição de fase das membranas celulares, e até a perfuração destas membranas pelos cristais de gelo, nos tecidos das plantas mais sensíveis. A congelação intracelular, se existir na natureza, deve restringir-se aos tecidos mais sensíveis e às taxas de descida da temperatura mais elevadas.

Algumas plantas desenvolveram mecanismos de evitação e/ou tolerância à congelação. Por isto, existe muita variabilidade entre espécies/variedades vegetais no tocante à resistência às geadas. A mesma planta/tecido tem resistência diferenciada de acordo com o seu estado de desenvolvimento, grau de aclimação, e concentração de nucleadores do gelo nas suas superfícies. Este último factor pode ter uma grande importância. Existem bactérias que são activas na nucleação do gelo e que podem ocorrer em concentração variável de acordo com o microclima, tipo de cobertura do solo, operações culturais realizadas. Altas concentrações dessas bactérias podem elevar a temperatura de congelação em alguns graus Celsius.

Em termos operacionais, interessa saber calcular a temperatura dos órgãos vegetais e conhecer a temperatura crítica para a fase fenológica em que se encontram as plantas. As folhas, flores e frutos, em noites de geada de radiação, podem estar a uma temperatura até 2°C mais baixa do que a temperatura do ar.

Um modelo que permite calcular os danos por geada, por confrontação das temperaturas do ar com as temperaturas críticas de forma dinâmica e atendendo

aos estados fenológicos, foi desenvolvido por nós e será apresentado. O modelo calcula os valores médios dos prejuízos e a sua distribuição estatística, e quebras de produção relacionadas.

5.2.A geladura

A geladura – dano causado nas plantas pela geada – é causa importante de perdas de produção agrícola. A dessincronização entre o ciclo vegetativo das plantas e as variações sazonais da temperatura é responsável pela maior parte das geladuras. Com efeito, têm-se conseguido maiores ganhos de produtividade por selecção em relação à adaptação ao ambiente do que em relação à produção potencial.

Mesmo nas espécies adaptadas, a geladura costuma ser importante nos extremos do semestre mais frio - geadas tardias de primavera e precoces de outono. Durante invernos particularmente rigorosos os danos são frequentes no limiar de distribuição das espécies. Por outro lado, variações rápidas de temperatura podem também levar ao aparecimento de prejuízos.

A geladura pode ter efeitos drásticos sobre a vegetação ou, pelo contrário, levar somente a um enfraquecimento da planta só se evidenciando os danos mais tarde.

Pode afectar a produção e/ou a qualidade; conforme a época da ocorrência de geada, espécie, geado-resistência evidenciada por esta, poder de recuperação dos tecidos afectados, por um lado, e, por outro, a intensidade e duração da geada.

A geladura está directa ou indirectamente ligada à formação de gelo nos tecidos e pode afectar plantas herbáceas anuais, bienais e perenes; e árvores e arbustos lenhosos durante a época de crescimento, ou fora dela.

5.2.1. Sintomas de geladura

As **culturas hortícolas** quando sofrem geladura apresentam sintomas muito variados, por exemplo, apresentam o aspecto ensopado, após descongelação, mudanças de cor e textura, e manchas (Caplan, 1988).

Em zonas com invernos muito rigorosos, as **gramíneas** podem ser danificadas no inverno, principalmente quando não há acumulação de neve que as isolaria. As folhas e caules podem ser danificados e recuperar, mas quando o nó de afilhamento é danificado a planta não recupera. Por altura da floração/vingamento, os danos nos cereais dão-se, fundamentalmente, devido ao abortamento das flores/grãos. Neste caso, as espigas ainda verdes ficam logo a seguir com a parte afectada descorada e, mais tarde, nota-se que as secções afectadas ficam mais finas e as espigas não tombam, como acontece normalmente devido ao peso dos grãos (figura 5.2).



Figura 5.2. Geladura do trigo. O terço superior da espiga está mais fino e as aristas estão encurvadas (esquerda); mais tarde as espigas mantêm-se direitas devido ao baixo peso do grão.

Nos invernos mais rigorosos, as culturas **perenes** podem sofrer fendilhamentos no xilema, ou morte das células parenquimatosas dos raios do xilema. Neste caso, as células ficam necróticas, devido à oxidação. As árvores afectadas, embora percam potencial produtivo e longevidade, em geral, não morrem, mas os seus troncos são progressivamente invadidos por organismos da podridão da madeira. Nos invernos mais rigorosos, a folhagem das árvores de folha persistente e os ramos não atempados, são frequentemente danificados. Os gomos dormentes das caducifólias, são muito geadoresistentes, mas quando desaclimatam parcialmente, durante um período relativamente quente, podem também sofrer danos.

As fruteiras caducifólias, aquando da floração ou vingamento, são muito susceptíveis à geada. Os tecidos das plantas variam na sua susceptibilidade às baixas temperaturas, sendo os dos órgãos reprodutores os menos resistentes. Quando o número de células afectadas deixa de ser desprezável, os danos reflectem-se no aspecto e qualidade ou, em casos mais graves, provocam a queda das flores ou frutos. O estilete é particularmente sensível – mais do que o ovário – e a sua destruição antes da fertilização é irremediável. Após a fertilização, as sementes são os órgãos mais sensíveis às baixas temperaturas. As sementes são essenciais ao normal desenvolvimento da polpa carnuda dos frutos, por via das hormonas que libertam, e sementes danificadas não exercem esta função. Algumas variedades de pereira e macieira podem, contudo, dar origem a frutos partenocárpicos, não se perdendo totalmente a produção. No caso das prunóideas, esta perda de sementes é mais

grave porque têm quanto muito duas; os frutos de pevide têm um maior número de sementes. Quando a inviabilização das sementes é apenas parcial, os frutos podem não cair, mas resultam deformados. Deformações podem, também, ter a sua origem na geladura da pele dos frutos e subsequente suberificação, o que impede o crescimento normal da parte afectada do fruto (Modlibowska, 1975; Snyder e De MeloAbreu, 2005). A figura 3 mostra alguns danos que se verificam em flores e frutos de macieira.

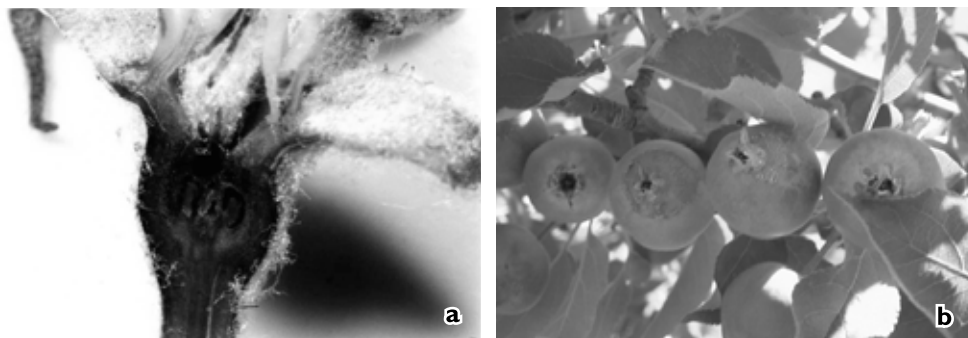


Figura 5.3. Geladura numa flor de macieira (a) e de frutos (b).

5.2.2. Aspectos citológicos e histológicos da geladura

A água pura gela a 0°C , mas a sobrefusão dá-se frequentemente até aos -5°C . A sobrefusão cessa prontamente quando o líquido sobrefundido é inoculado por um núcleo de congelação – p. ex., um cristal de gelo, um núcleo de congelação atmosférico ou bactérias. Tanto as soluções celulares como as intercelulares – mais aquelas do que estas – têm uma determinada concentração de substâncias orgânicas e inorgânicas dissolvidas, pelo que o seus pontos de fusão são inferiores a 0°C (geralmente, é inferior a -1°C). Por outro lado, devido à sobrefusão o congelamento dos tecidos vegetais não tem início acima de uns $-1,5^{\circ}\text{C}$. Esta temperatura é o limite superior da resistência natural das plantas à geada. Note-se, contudo, que a maioria, senão todos, os frutos, vegetais e ornamentais de origem tropical estão sujeitos a dano fisiológico quando sujeitas a temperaturas abaixo de cerca de $12,5^{\circ}\text{C}$, mas acima da sua temperatura de congelação (Morris, 1982). No entanto, esta condição não é geladura: trata-se de *dano por resfriamento*.

5.2.2.1. Congelação extracelular

Um tecido parenquimatoso (figura 5.4.A) apresenta as células arredondadas separadas entre si pelas soluções intercelulares. Admitamos que este tecido está a ser arrefecido a uma taxa moderada, digamos $0,6-0,7^{\circ}\text{C}/\text{h}$, valor normal em condições naturais no fim da noite. Então, existe uma temperatura ($<-1,5^{\circ}\text{C}$) em que cessa a sobrefusão: inicia-se a congelação. Admitamos, também, que a sobrefusão foi ligeira. Então, devido à menor tensão osmótica das soluções intercelulares é

no seu seio que aquela se inicia e prossegue. Os cristais de gelo formados desenvolvem-se a uma taxa proporcional à taxa de arrefecimento, primeiramente à custa da água intercelular. Posteriormente, devido ao gradiente de tensão de vapor criado pelo facto da tensão de vapor ser inferior sobre o gelo do que sobre a água líquida, à mesma temperatura, - dá-se uma saída de água do protoplasto. Ora, esta saída não permite que o suco celular congele, devido ao aumento da concentração e concomitante abaixamento progressivo do ponto de congelação. Enquanto baixa a temperatura, este processo prossegue apresentando-se o protoplasto em plasmólise cada vez mais encolhido entre os cristais de gelo que se avolumam: a desidratação prossegue.

Quando o abaixamento da temperatura cessa, o tecido congelado apresenta as células embutidas na massa de cristais de gelo, os seus volumes reduziram-se e algumas (pocas) podem evidenciar rotura – para dentro – das membranas (figura 5.4.B).

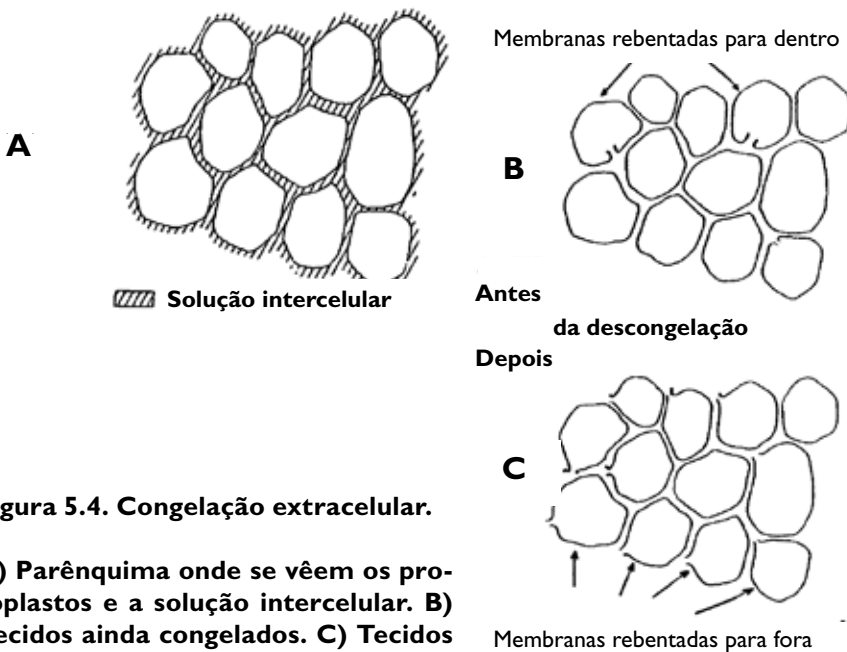


Figura 5.4. Congelação extracelular.

A) Parênquima onde se vêem os protoplastos e a solução intercelular. B) Tecidos ainda congelados. C) Tecidos examinados após o descongelamento natural.

Um aumento gradual da temperatura conduz a uma desplasmólise, na sequência da fusão do gelo formado e em resposta ao gradiente de tensão osmótica. Após a descongelação, algumas células têm as membranas rebentadas – para fora – apresentando-se as outras aparentemente intactas (figura 5.4.C).

Quando a desidratação não atingiu valor letal para as células estas recuperam, excepto as que apresentaram rotura; caso contrário as células sofrem transformações que conduzem à morte. Quando o grau de desidratação sofrido pelas células é superior ao limiar de resistência dois casos se podem observar (Asahina, 1978):

As células readquirem a sua turgidez inicial não mostrando qualquer alteração. Posteriormente, contudo, exibem modificações patológicas, tais como, enegrecimento lento, granulação fina ou grosseira, aparência espumosa (parcial ou total) do protoplasma, e acentuação do contorno do núcleo, acabando por morrer.

A morte ocorreu durante a desidratação e contracção das células. Nestas células o núcleo desnaturado aparece claramente, logo após a descongelação da célula. Por vezes, o protoplasto desnaturado apresenta-se contraído após a descongelação.

5.2.2.2. Congelação intracelular

Suponhamos, agora, que o arrefecimento dos tecidos é muito rápido (p. ex., 10°C/min), a sobrefusão é elevada, e/ou as células são de plantas sensíveis (ou que ainda não aclimataram); então é provável que o gelo também se forme no protoplasma – congelação intracelular (Burke *et al.*, 1976; Weiser, 1979).

Uma taxa rápida de arrefecimento origina uma descida grande da curva da temperatura visto que o défice, energético criado pelo arrefecimento não é atenuado convenientemente pelo calor latente libertado por congelação da água protoplásmica que aflui aos meatos. Então, as curvas da temperatura e do ponto de congelação do suco celular interceptam-se, havendo congelação intracelular quando o desvio entre estas duas curvas se torna suficientemente grande.

As plantas/tecidos sensíveis à geada (ou que ainda não aclimataram) têm as membranas celulares menos permeáveis, caindo-se numa situação semelhante à anterior, mesmo com taxas de arrefecimento mais moderadas.

Por último, a sobrefusão elevada leva a que, após a sua cessação, o congelamento extracelular se faça a uma taxa muito elevada. Pode acontecer que a permeabilidade das membranas celulares não seja de molde a permitir uma saída de água plasmática a uma taxa suficiente que evite a congelação intracelular.

Note-se que em condições artificiais a congelação intracelular tem sido observada repetidas vezes, contudo, resta, ainda hoje, contudo, a dúvida se a sua ocorrência natural é possível ou não. Deve, contudo, realçar-se que a ocorrência de congelação intracelular conduz invariavelmente à morte das células, em condições próximas das naturais. Só taxas de arrefecimento espantosas – da ordem dos 1000°C/min – permitem a sobrevivência dos tecidos após descongelação. O dano causado pela congelação intracelular parece ser mecânico – destruição, por perfuração, dos sistemas de membranas que fazem a compartimentação da célula – só não existindo quando os cristais são minúsculos como acontece no caso de congelações extremamente rápidas (Levitt, 1978).

5.2.2.3. Discussão dos mecanismos de geladura

Existem três grandes grupos de mecanismos que têm sido apontados como susceptíveis de explicar a geladura:

- **Mecanismos em que o gelo é a causa directa da morte dos tecidos/plantas**

O padrão de formação dos cristais de gelo, sua localização e tamanho são importantes para a compreensão dos “stresses” mecânicos sobre o protoplasma e membrana plasmática. Os cristais de gelo, quando se inicia a congelação (extracelular) são pequenos e imperfeitos, sendo relativamente inócuos para as células/tecidos. À medida que a temperatura baixa vão tornando-se maiores, à custa da água dos protoplastos.

Tecidos que têm grande resistência à formação de gelo extracelular apresentam, a taxas moderadas de arrefecimento e congelação, locais preferenciais para a formação de gelo, de molde que as massas cristalinas em desenvolvimento afectem o menos possível o protoplasto. O gelo inicia o seu desenvolvimento junto às paredes celulares, tendo, provavelmente, os polímeros destas influência no desenvolvimento da estrutura dos cristais que se formam. Tecidos mais sensíveis ao gelo extracelular apresentam uma distribuição mais desordenada das massas de gelo formadas (Weiser, 1982).

Por outro lado, em tecidos de plantas com maior resistência ao gelo extracelular, o protoplasto tem um volume relativamente menor em relação ao volume total da célula e, por vezes, há a presença de gases extracelularmente. Quando a taxa de arrefecimento é grande os cristais são mais pequenos e com maior desenvolvimento ao longo do eixo *c* da sua estrutura hexagonal e a água não tem tempo de migrar para os locais mais favoráveis ao desenvolvimento do gelo, podendo resultar daí danos para as células. O padrão de distribuição do gelo, nos tecidos é, também, importante; por exemplo, grandes massas de gelo formadas em determinados tecidos podem diminuir a congelação – aumentando a resistência – nos tecidos vizinhos (Olien, 1967).

É sabido, também, que um grau de hidratação elevado conduz, em determinados tecidos, a uma diminuição da tolerância ao gelo extracelular – supostamente devido à dificuldade de acomodar tão elevadas quantidades de gelo extracelularmente (Burke *et al.*, 1976; Weiser, 1982).

- **Mecanismos fisiológicos em que a dessecação, provocada pela a presença de gelo extracelular, é a causa próxima da inviabilização das células/tecidos**

As células que não sofrem pressão do gelo extracelular não têm meio de saber da sua existência. Contudo, a desidratação resultante cria diversos “stresses” que têm que ser levados em linha de conta sob os aspectos, físico e químico.

As hipóteses mais correntemente aceites envolvem a desnaturação de

proteínas, como causa profunda de morte das células por dessecação, e são:

Hipótese sulfidrilo-dissulfureto:

A saída de água do protoplasto deixa as cadeias proteicas mais próximas umas das outras, permitindo a formação de ligações dissulfureto cruzadas (Abreu, 1985). Resulta, então, a desnaturação e agregação das proteínas de acordo com o esquema da figura 5.5:

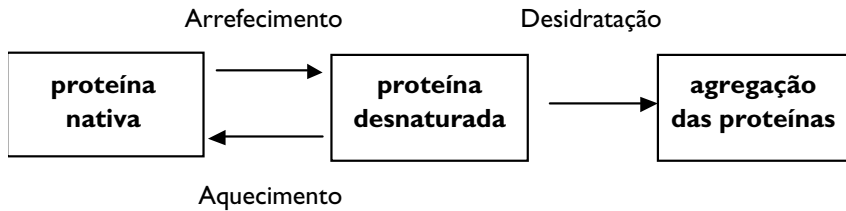


Figura 5.5. Processo de desnaturação e agregação das proteínas.

Seriam aquelas ligações as responsáveis pelos “stresses” resultantes da fusão e hidratação das células atingidas. Um potencial oxidação-redução elevado, é condição necessária para que os grupos sulfidrilo formem ligações dissulfureto.

Outras hipóteses:

A letalidade resultaria da remoção de pequenas quantidades de água necessária à estabilidade das proteínas ou à sua passagem ao estado sólido. A desnaturação das proteínas pode, também, ser resultante do aumento da concentração de sais, e variação pH, Eh, concentração de proteína (Abreu, 1985).

• **Mecanismos em que, a temperatura que induz modificações de consequências letais, nas moléculas orgânicas celulares**

A temperatura pode levar à transição de fase não só a água, mas também outros componentes celulares. Por outro lado, outras transformações estruturais, fortemente dependentes da temperatura, podem ocorrer em polímeros cujas unidades são muito semelhantes: proteínas, ácidos nucleicos, etc.

Sabe-se que as células de determinado tecido, a baixas temperaturas, morrem quase simultaneamente, à temperatura letal. Portanto, qualquer processo candidato a mecanismo de geladura tem que ter necessariamente esta forte dependência da temperatura. As membranas, proteínas e ácidos nucleicos evidenciam modificações estruturais que são fortemente dependentes da temperatura. Os lípidos das membranas (celular, mitocondrial, cloroplástica, glioxisomal, etc.) apresentam transição de fase líquida - cristalina ↔ sólida-gel, com a variação da temperatura alta↔baixa. Também o enfraquecimento das ligações hidrofóbicas, na dupla camada de lípidos das membranas, pode levar à sua desnaturação; já que as ligações hidrofóbicas enfraquecem a temperaturas baixas (Abreu, 1985).

5.3. Resistência das plantas e tecidos à geada

A resistência das plantas à geada (i.e., *geado-resistência*) está longe de ser um conceito de fácil definição. As plantas têm muitos órgãos e tecidos, que apresentam susceptibilidades diferentes a esta componente do ambiente físico. Pode a destruição deste ou daquele órgão/tecido não comprometer o desenvolvimento vegetativo, mas somente uma função determinada, que pode, ou não, ser importante, segundo o ponto de vista que adoptarmos. Infelizmente, são precisamente os órgãos sexuais os que normalmente são mais sensíveis. Durante o estado de dormência fisiológica as plantas evidenciam uma resistência acrescida às baixas temperaturas, vendo-se esta drasticamente diminuída durante o crescimento activo. O grau de resistência é também variável, variando de acordo com o estado fenológico, durante a época de crescimento visível. Para que a situação se complique ainda mais, mesmo para a mesma espécie/variedade e estado de crescimento, a idade da planta, ambiente recente (especialmente no que se refere à temperatura, humidade e insolação máxima), e a concentração de bactérias nucleadores do gelo, influenciam a geado-resistência.

5.3.1. Métodos de sobrevivência (ou resistência) às geadas

Depois de termos abordado resumidamente os mecanismos de geladura, interessa-nos falar sobre os métodos que permitem a sobrevivência (resistência) às geadas (figura 5.6). Adoptaremos uma perspectiva essencialmente estática. Na secção seguinte daremos uma ideia da oscilação da geado-resistência, atendendo ao seu estado de desenvolvimento e ambiente recente, e estimaremos os seus limites de sobrevivência.

5.3.1.1. Evitação da temperatura baixa

A sobrevivência das plantas, órgãos e/ou tecidos às geadas, pode resultar, quer de factores inerentes àqueles, quer de factores micrometeorológicos.

O microambiente favorável pode ser natural ou resultante da intervenção humana. Alguns exemplos (Abreu, 1985):

- a) A existência de neve, devido às suas propriedades isolantes, permite a sobrevivência através do inverno de muitas espécies de pequeno porte (morangueiros, cereais de inverno, leguminosas e gramíneas pratenses, diversas ornamentais, etc.); confere, também, protecção às raízes de numerosas árvores e arbustos; - resultando a sua ausência letal para muitas plantas, em regiões de invernos muito rigorosos.
- b) As folhas (citrinos) têm uma baixa condutividade térmica, podendo actuar como escudos de radiação conservando o calor apesar da sua pequena massa. Este efeito protector pode ser de grande interesse em casos de geada de radiação, verificando-se que os frutos, flores e outros órgãos podem, quando mergulhados na folhagem, sofrer menos danos.
- c) Alguns tecidos estão, também, protegidos por evitação das temperaturas

negativas danosas – principalmente quando a geada é de pequena duração – por um desfasamento entre a temperatura do ar e a dos tecidos. Uma árvore pequena ou um pequeno ramo não podem opor-se às temperaturas negativas por mais de alguns minutos, enquanto que as árvores grandes e ramos grandes podem, frequentemente, evitar estas temperaturas, durante toda uma noite de geada. Este desfasamento depende, além da condutividade térmica e massa da parte da planta, do gradiente de temperatura entre a superfície e o tecido.

Alguns métodos de luta contra as geadas apostam precisamente na modificação do microambiente (cf., Snyder e De Melo-Abreu, 2005).

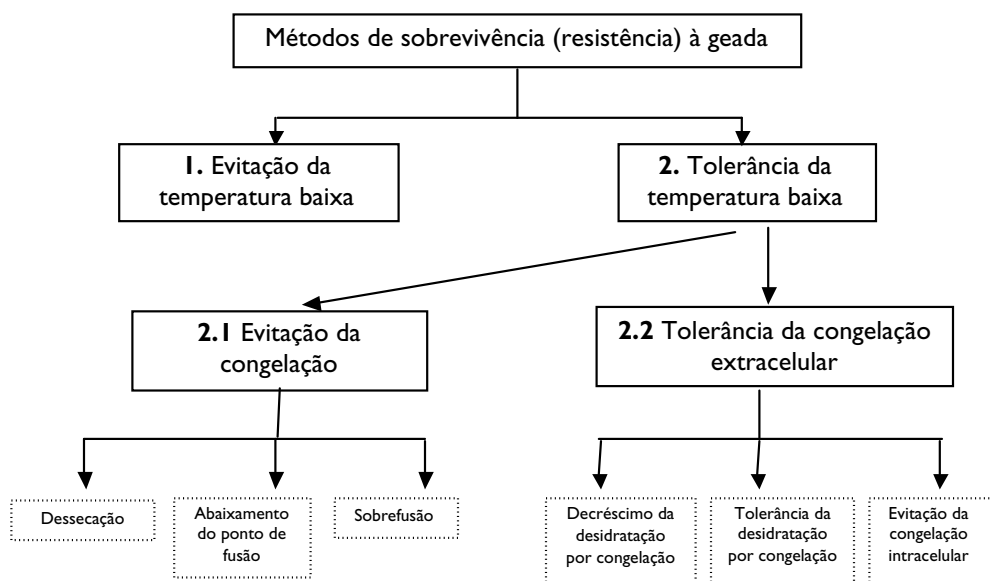


Figura 5.6. Representação esquemática dos métodos de sobrevivência das plantas à geada.

5.3.1.2. Tolerância da temperatura baixa

Em condições naturais a sobrevivência às geadas é, contudo, determinada fundamentalmente pela resistência das plantas à geada. Esta resistência pode resultar de evitação ou tolerância da congelação extracelular (figura 5.6).

- **Evitação da congelação**

Estes métodos impedem a formação de cristais de gelo extracelularmente. São para muitas plantas os únicos que lhes permitem a sobrevivência. Estas plantas estão particularmente adaptadas a “habitats” onde há, apenas, geadas de radiação de pequena intensidade.

Entre as plantas que sofrem danos imediatos após congelação há exemplos de gradação com a altitude: diferenciação de ecotipos. Há um reforço dos mecanismos que conduzem a um abaixamento do ponto de fusão e/ou aumentam o grau de sobrefusão (Larcher, 1982).

Evitação da congelação por dessecação

É o método seguido por algumas estruturas dormentes (sementes, botões) nas plantas superiores. Consiste na acumulação de matéria seca e conseqüente diminuição da humidade. É responsável pela sobrevivência de muitas plantas anuais sensíveis.

Abaixamento do ponto de fusão em células normalmente hidratadas

Consiste numa tensão osmótica acrescida devido à presença de solutos em grande (ou superior) concentração. Abaixo de -4°C a evitação completa da congelação, coligativamente, em plantas superiores, e provavelmente rara (Burke *et al.*, 1976; Levitt, 1978).

Sobrefusão

Alguns autores interpretam erradamente o termo *sobrefusão* - como uma depressão do ponto de congelação abaixo de 0°C explicada, ou não, em parte, coligativamente. Sobrefusão deve ser interpretada como a manutenção do estado líquido abaixo do ponto de fusão da solução, que devido à tensão osmótica desta é inferior a 0°C .

A capacidade de sobrefusão das células das plantas depende da presença de núcleos de congelação, conteúdo das soluções celulares, grau de adaptação, e de particularidades histológicas e citológicas (forma e tamanho das células, barreiras hidrófobas) (Larcher, 1982; Rodrigo, 2000).

A sobrefusão pode ter carácter transitório, conferindo protecção de 3 a 8°C contra as geadas (abaixo do limiar superior de temperatura a que pode ter início a congelação em células vivas). A sobrefusão com carácter persistente (até durante todo o inverno) aparece em gomos florais, sementes, e células parenquimatosas do xilema de diversas plantas. A sobrefusão persistente pode verificar-se até temperaturas muito baixas (-47°C) – sobrefusão profunda – afectando, principalmente os órgãos/tecidos citados. Um abaixamento subsequente de temperatura é sempre letal, devido à congelação intracelular que, então, se verifica. Este “ponto de sobrefusão profunda” é, por isso, responsável pelos limites setentrionais de ocorrência e cultura de muitas plantas, incluindo algumas fruteiras caducifólias, e deve ser devidamente considerado na selecção e melhoramento com o objectivo de obter plantas mais geado-resistentes (Abreu, 1985).

O limite inferior do ponto de sobrefusão profunda é dado pelo *ponto de nucleação homogénea* (T_n). Este é calculado, para soluções típicas das plantas, pela expressão (Abreu, 1985):

$$T_b = -(2\Delta T_m + 38,1) ^\circ C \quad (1)$$

sendo ΔT_m o abaixamento do ponto de fusão da solução em graus centígrados. T_b varia entre -41 e -47 °C, para a maioria das plantas.

A congelação numa planta em sobrefusão transmite-se rapidamente a partir do(s) ponto(s) onde aquela teve início, por inoculação (Asahina, 1978). O gelo sobre a planta ou no solo, bactérias e núcleos de congelação atmosféricos são excelentes nucleadores, dando a sua entrada na planta a partir de feridas, estomas e lenticulas. Contudo quando a temperatura atingida é muito baixa (da ordem dos -35°C) o gelo progride lentamente podendo levar de semanas a anos para que a congelação da planta se complete – estamos numa situação em que a energia livre da água é muito baixa (Olien, 1967; Burke et al., 1976; Weiser, 1979). Abaixo do ponto de nucleação homogénea, a congelação é rápida, intracelular e letal – como se disse.

- **Tolerância da congelação extracelular**

Muitas são as plantas/tecidos que sobrevivem após congelação (extracelular). O grau de tolerância à congelação pode ser dado pela diferença entre a temperatura a que a congelação tem início e a temperatura a que os danos se iniciam (LT_i) (Larcher, 1982).

A tolerância à congelação de um tecido é incompatível, em geral, com o crescimento activo. Conhecem-se, contudo, casos excepcionais de plantas de altas montanhas que apresentam esta capacidade durante a estação de crescimento. Também, – ou será o caso anterior – em *Saxifraga oppositifolia* e *Silene acaulis*, colhidas em altas altitudes nos Alpes, observou-se tolerância em pequenas partes, provavelmente inactivas, dos rebentos, estando as partes restantes – activas – sujeitas a dano imediato por congelação. Deve, contudo, notar-se que uma tolerância acentuada só pode existir durante a dormência ou quando o crescimento é reduzido, perdendo-se durante o crescimento intenso. A tolerância tende a aumentar com a aclimação (Abreu, 1985).

Decréscimo da desidratação por congelação

Este método consiste na menor formação de gelo extracelular em plantas resistentes. Resulta dos efeitos coligativos da acumulação de solutos no protoplasma. Esta acumulação é resultado de aclimação, mas as variações entre plantas são também importantes.

Tolerância da desidratação por congelação

Existem plantas que suportam temperaturas até -196°C, sem geladura. Nessas plantas a congelação extracelular inicia-se próximo de -1°C – a sobrefusão al-

cançada é ligeira – e prossegue até só restar a água fortemente ligada às moléculas que existem no protoplasma. Atendendo a que o ponto de sobrefusão profunda mais baixo constatado nos tecidos das plantas é de -47°C e a congelação nestas condições é sempre letal, - só existem plantas perenes, além da isotérmica de temperatura mínima média de -47°C , sobrevivendo deste modo.

Quando a aclimação aumenta, muitos tecidos/plantas aumentam a sua tolerância à desidratação causada pela congelação extracelular. Para que os danos provocados pela formação de gelo extracelularmente se iniciem é necessário, nestes tecidos, que o protoplasto perca mais água, formando-se mais gelo, do que em tecido homólogos de plantas sensíveis. Por exemplo, Li e Palta (1978) verificaram que embora não tivessem sido encontradas quaisquer relações entre a concentração do suco celular e a resistência à geadas de folhas de batateira, as folhas de espécies mais resistentes à geadas tinham a capacidade de tolerar mais água congelada. *Solanum acaule* pode tolerar a congelação de até 80% da água líquida, enquanto *Solanum tuberosum* tolerou somente até 60%.

Evitação da congelação intracelular

Uma acrescida permeabilidade das membranas plásmicas é, talvez, o mecanismo mais eficiente para evitar a congelação intracelular. Células mais permeáveis permitem a existência de congelação em equilíbrio extracelularmente evitando que o ponto de congelação do protoplasma se atinja. A aclimação, por sua vez, provoca modificações na estrutura e composição das membranas (Li e Palta, 1978; Weiser, 1979). É evidente que um aumento da tensão osmótica, também, contribui para que a congelação não se propague ao protoplasma.

5.3.2. Bactérias activas na nucleação do gelo

As plantas não sofrem geladura se não houver congelação dentro da planta, e a congelação necessita de ter núcleos de congelação para que se inicie. Ora, existem bactérias que funcionam como núcleos de congelação; são chamadas bactérias activas na nucleação do gelo (INA). O componente activo deste efeito nucleador é uma proteína presente na bactéria (Lindow, 1983). Outras bactérias não exercem esta função nucleadora e chamam-se bactérias não-activas na nucleação do gelo (NINA). Uma menor concentração de bactérias INA foi relacionada com menores danos nos órgãos reprodutivos de amendoeira e pereira (Lindow e Connell, 1984; Lindow et al., 1996). Noutras culturas, a concentração de bactérias INA parece não influenciar a geadoresistência, devido à presença de nucleadores sintetizados, provavelmente, pelas próprias plantas (Proebsting e Gross, 1988). Nalguns casos verificou-se que os sítios onde há nucleação podem variar (Wisniewski et al., 1997).

5.4. Variações da resistência das plantas à geada. Temperaturas críticas.

A geado-resistência aumenta com grau de dormência e diminui com a taxa de crescimento. O *endurecimento* ou *aclimação* ao frio consiste num aumento da evitação da congelação ou no desenvolvimento temporário de tolerância à congelação que é induzida por factores ambientais. Chama-se *desaclimação* à perda dessa geado-resistência.

Podem-se distinguir três categorias de tecidos, quanto ao modo como aclimatam (Abreu, 1985):

Tecidos sem capacidade de aclimação. São exemplos, as folhas de algumas espécies de batateira, várias herbáceas em C_4 , folhas da palmeira *Trachycarpus fortunei*, e tomateiros.

Tecidos em que a tolerância à congelação não é induzida, mas a evitação aumenta. A evitação aumenta coligativamente e/ou através de um aumento da sobrefusão. A aclimação conduz frequentemente à acumulação de açúcares, por hidrólise do amido, baixando o ponto de fusão da solução celular. Este tipo de evitação foi detectado em folhas de *Olea europaea*, couve e em citrinos. A sobrefusão, também, aumenta e mantém-se mais tempo, após aclimação, a baixas temperaturas, por exemplo, em citrinos (Yelenosky, 1978) e outras fruteiras (Olien, 1967; Weiser, 1979).

Tecidos em que a aclimação induz tolerância à congelação. A aclimação provoca uma diminuição da quantidade de gelo formada, baixando coligativamente o ponto de congelação dos tecidos, ou aumenta a tolerância à dessecação. Como a tolerância à congelação, de carácter temporário e está associada ao crescimento reduzido em plantas herbáceas perenes e à dormência em plantas lenhosas, a sobrevivência, por tolerância, pressupõe aclimação.

À temperatura, lida num termómetro convenientemente exposto, que os gomos, flores ou frutos aguentam por 30 minutos (ou menos) sem dano, chama-se temperatura crítica. Hoje, a designação abrange também a temperatura a que morrem uma percentagem determinada de gomos, flores ou frutos. Por exemplo, T_{10} é a temperatura que causa 10% de morte de gomos, flores ou frutos (Snyder e De Melo-Abreu, 2005).

5.4.1. Plantas anuais e bienais

As temperaturas críticas para hortícolas anuais e bienais, cereais, culturas forrageiras e para silagem estão tabeladas em Snyder e De Melo-Abreu (2005).

As temperaturas críticas tendem a ser muito mais baixas na fase de semente ou em que o crescimento está suspenso. Durante o crescimento activo, as temperaturas críticas tendem a aumentar desde a germinação até à floração/frutificação.

A geado-resistência diminui ao longo da série: centeio > trigo mole > triticalear > cevada > aveia ou trigo duro. Quando a aclimação é completa não ocorre destruição de plantas de centeio até aos -40 ou -45 °C, enquanto que as plantas

de trigo duro só não são danificadas acima de $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Lecomte, 1989). Aquando da floração a maioria das plantas sofre danos abaixo de -1 a $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$.

5.4.2. Fruteiras de folha caduca e vinha

5.4.2.1. Acclimação e desaclimação

Nas fruteiras caducifólias, no outono, em resposta a estímulos ambientais (mormente foto e termoperiódicos), a taxa de crescimento reduz-se até anular-se, as folhas começam a cair, a actividade cambial reduz-se gradualmente, até que entram no estado de repouso. A cessação de actividade nas diferentes partes das plantas não é, porém, sincronizada: o crescimento terminal cessa em primeiro lugar em alguns ramos, e só depois nos mais vigorosos. A actividade cambial parece cessar primeiro na periferia da árvore e, por último, no tronco e ramos grossos.

Uma quantidade determinada de frio é necessária para que as árvores possam florir e crescer vigorosamente na primavera. As exigências em frio estão compreendidas entre as 650 e 1400 horas abaixo de 7°C , segundo as espécies e variedades. Se estas exigências não forem satisfeitas a floração é errática e prolongada, os gomos podem cair, e o crescimento é reduzido. Após o fim do repouso – quebrado pelo frio –, se o calor acumulado for insuficiente a dormência continua; caso contrário esta cessa e o crescimento activo inicia-se.

Durante o período de dormência a resistência das plantas mantém-se alta embora sofra bastantes flutuações. A temperatura que conduz à morte de 50% dos gomos (T_{50}) na cerejeira e pessegueiro situa-se normalmente entre -20° e -23°C , pouco depois da desfoliação outonal, não indo acima dos -15°C durante a dormência. Períodos prolongados de temperaturas baixas podem levar o T_{50} a valores bastante mais baixos (e.g., $T_{50}=-34^{\circ}\text{C}$ para cerejeiras e $T_{50}=-27^{\circ}\text{C}$ para pessegueiros já têm sido observados), contudo, um descongelamento dos gomos leva-os rapidamente a atingirem o mínimo de resistência, que, é característico do estado de dormência (Proebsting, 1978). Algo de semelhante se passa para a vinha, ameixeira, damasqueiro, pereira e macieira (Snyder e De Melo-Abreu, 2005). Atendendo a estes dados, facilmente chegamos à conclusão, que no Território Nacional as temperaturas, durante a dormência, não atingem valores tão baixos que causem danos nas principais fruteiras de folha caduca e na vinha.

Após o início do crescimento visível, a susceptibilidade à geada não cessa de aumentar (figura 5.7). O estado fenológico passa a ser o factor mais importante na determinação da temperatura a partir da qual o dano aparece.

Para o mesmo estado fenológico, a temperatura mínima e sua duração, o estado do tempo precedendo uma geada, a taxa de abaixamento da temperatura, e o vigor das árvores, são, também factores que influenciam a natureza e extensão dos danos; além de variações resultantes da variedade/clone.

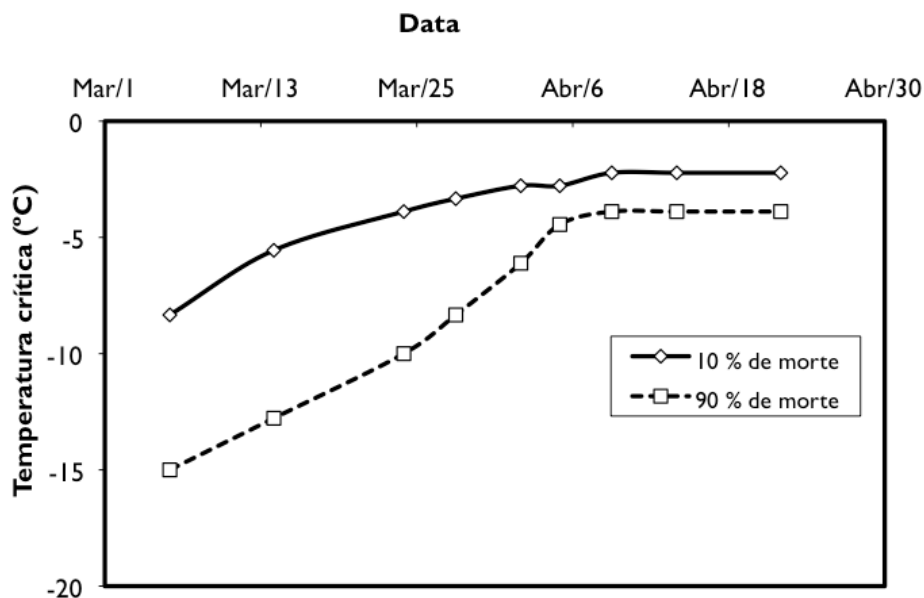


Figura 5.7. Valores típicos das temperaturas críticas que matam 10% e 90% dos gomos de cerejeira em relação às datas médias observadas na Universidade do Estado de Washington, Centro de Investigação e Extensão de Prosser (dados de Proebsting e Mills, 1978).

5.4.2.2. Temperaturas críticas

No início do intumescimento dos gomos alguns perdem resistência, enquanto outros continuam aclimatados, acontecendo que a diferença entre as temperaturas que causam a morte de 10% (T_{10}) e 90% (T_{90}) dos gomos pode chegar a 11°C. Modificações reversíveis da geado-resistência, causadas fundamentalmente pela temperatura do ar, são frequentes, ocasionando oscilações das temperaturas críticas. A separação das escamas dos gomos desprotege as flores, aumentando a susceptibilidade destas. O número de gomos resistentes diminui e $T_{10}-T_{50}$ passa para uns 5°C descendo para 1-2°C no fim desta fase de desenvolvimento. A aclimação ainda é possível, mas as temperaturas a que se faz também originam perda de gomos. A plena floração é um estado particularmente sensível: as flores encontram-se todas muito susceptíveis. Em alguns casos a aclimação ainda é possível, mas é ligeira. A variabilidade é pequena e resultante fundamentalmente da exposição.

No estado de fruto verde pequeno, os frutos estão igualmente sensíveis, exceptuando a variabilidade resultante da posição na árvore e exposição. A partir deste estado (inclusive) a aclimação é, praticamente, inexistente; e o desfaseamento entre a temperatura do ar e a dos frutos vai aumentando com o crescimento destes.

Informação pormenorizada sobre as temperaturas críticas da maioria das

fruteiras de folha caduca e da vinha encontra-se em Snyder e De Melo-Abreu (2005). Estas temperaturas permitem tomar decisões de gestão que passem pela protecção ou sacrifício de alguns gomos, flores ou frutos. Vale, por vezes, a pena tomar riscos no início do crescimento, quando a variabilidade é grande em relação à resistência. Por outro lado, há variedades que por terem uma floração excedente, podem perder, sem diminuição da colheita, algumas flores. Esta informação é também crucial para prever os prejuízos em determinada região, utilizando o programa DEST (ver secção 5.5.1.). Um programa de apoio à tomada de decisão sobre a viabilidade da protecção activa de qualquer cultura e de selecção do método mais adequado, chamado FrostEcon, encontra-se em Snyder *et al.* (2005).

5.4.3. Citrinos

As plantas do género citrus são de folha persistente, exceptuando-se as da espécie *Poncirus trifoliata* L. Raf. e seus híbridos que são caducifólias ou semi-caducifólias (Ketchie, 1969). A maioria dos citrinos não têm um período de dormência invernal estável e pronunciada, sendo, contudo, o crescimento reduzido. Este é, porém, o período em que as plantas evidenciam uma maior resistência às geadas. Os tecidos em crescimento activo não têm qualquer tolerância à congelação, sendo esta reduzida mesmo nos ramos e folhas sujeitas a um período de aclimação (Yelenosky, 1978).

A aclimação dos citrinos é importante para que a sua geado-resistência aumente. A luz e, fundamentalmente, o frio, são os estímulos responsáveis pelas transformações sofridas pelas plantas e que aumentam aquela resistência. A aclimação inicia-se para temperaturas de cerca de 13,0°C, continuando até temperaturas da ordem dos -3,3°C, segundo parece. É acompanhada por transformações fisiológicas ainda mal conhecidas. O resultado destas transformações consiste num abaixamento do ponto de fusão e num aumento da capacidade de se manterem em sobrefusão (Yelenosky, 1978).

A geado-resistência é, de um modo geral, maior nas mandarineiras (*Citrus reticulata* Blanco) e tangerineiras e menor nos limoeiros, tendo valores intermédios nas laranjeiras e toranjeiras (Yelenosky, 1978). Uma seriação de 200 variedades de citrus quanto à sua resistência às geadas inverniais foi feita por Ikeda (1982). Os frutos são os órgãos mais sensíveis às baixas temperaturas – mais os verdes do que os maduros – ocorrendo granulação nos frutos quando a temperatura do ar desce a valores mais baixos do que -3,5 a -4,5°C, provocando congelação dos frutos. As folhas sofrem danos quando a temperatura do ar desce abaixo de -6,0°C por várias horas, mesmo durante o inverno, sendo a morte generalizada abaixo dos -10,0°C. A morte das árvores pode ter lugar a partir dos -6,7°C, embora, caso o grau de aclimação seja bom, possamos esperar que sobrevivam a temperaturas inferiores (-10,0°C).

Em Portugal Continental os prejuízos são elevados. As geadas inverniais (fundamentalmente as temporãs) provocam geladura das folhas, e ramos não atempa-

dos, reflectindo-se os prejuízos, por vezes, nos anos seguintes. As árvores com frutos sofrem prejuízos acrescidos - devido à maior utilização dos produtos carbonados da fotossíntese -, e os frutos tornam-se amargos e impróprios para consumo. As geadas primaveris, talvez as mais danosas, apanham as árvores em crescimento (portanto mais sensíveis) e levam à destruição, principalmente, dos botões e frutos novos (Abreu, 1985). A nossa experiência leva a admitir que os prejuízos causados pelas geadas inverniais resultam, fundamentalmente, de uma selecção deficiente do local de implantação dos pomares e que a simples implementação de medidas preventivas – métodos passivos – poderá levar à eliminação desses prejuízos nas principais regiões citrícolas do País.

Convém considerar que a tolerância à congelação dos tecidos dos citrinos nunca deixa de ser nula, sendo o ponto de congelação dos diferentes órgãos, a temperatura letal. Por outro lado, é de admitir que, nas nossas condições, a sobre-fusão seja, geralmente, baixa, visto que as geadas que assolam o nosso território são de radiação e, normalmente, são geadas brancas. A presença de gelo à superfície dos órgãos faz com que a sobre-fusão seja ligeira.

Também, a curta duração das temperaturas negativas em Portugal – relacionada com o tipo de geada – é um factor que deve ser levado em linha de conta, visto que há defasamentos importantes entre as temperaturas dos tecidos e a do ar. Este facto permite esperar, que a sobrevivência aumente, especialmente para os órgãos de grande capacidade calorífica.

Temperaturas críticas para os citrinos estão tabeladas em Snyder e De Melo-Abreu (2005).

5.5. Modelos de simulação aplicados às geadas

Os processos biofísicos associados à problemática das geadas são por vezes muito complexos. Por isso, recorre-se frequentemente ao uso de modelos de complexidade variável. Alguns desses modelos funcionam como subrotinas de modelos de crescimento de plantas anuais que simulam as temperaturas críticas, temperaturas dos órgãos vegetais e eventuais prejuízos (Fowler *et al.*, 1999; Lecomte *et al.*, 2003).

5.5.1. O modelo DEST (Damage ESTimator)

Neste trabalho apresenta-se um modelo de previsão de prejuízos, que pode ser utilizado para qualquer cultura, mas resulta especialmente útil no caso de plantas perenes (DEST) (Snyder *et al.*, 2005).

Este modelo utiliza-se para calcular os danos por geladura, a produção e as estatísticas associadas dum cultura com ou sem protecção contra as geadas. Entra-se com até 50 anos de temperaturas máximas e mínimas, podendo definir-se até 11 métodos de protecção. As temperaturas críticas associadas a 90% (T_{90}) e 10% (T_{10}) de danos são entradas num quadro, atendendo ao estado fenológico.

Os danos são considerados multiplicativos. Por exemplo, uma geada que

causa 50% de danos seguida doutra geadada que causa 50% de danos resulta em 75% de danos (i.e. 50% no primeiro evento seguido de 50% de 50% = 25% no segundo evento). Parte-se da hipótese que os danos estão directamente relacionados com a temperatura atingida e não estão relacionados com a duração da temperatura mínima.

O programa está estruturado em 3 passos intermédios que terminam numa folha de resultados:

- Entra-se, na folha “Start here”, a informação básica sobre os métodos de protecção, cultura e práticas culturais, e opções do programa. Ao premir o botão “Complete Step 1 of 3” passa-se, automaticamente, para o passo seguinte (figura 5.8).
- Então, entra-se com as temperaturas máximas e mínimas na folha “Weather” e prime-se o botão “Complete Step 2 of 3” (figura 5.9).
- Finalmente, o 3º passo consiste na entrada das temperaturas críticas em correspondência com as datas dos estados fenológicos, que é feita na folha “Crop”. Ao premir o botão “Complete Step 3 of 3” passa-se para a folha de resultados (figura 5.10).
- A folha de resultados “Results” mostra as médias e os desvios-padrão dos prejuízos e das produções esperadas para a cultura desprotegida e protegida por até 11 métodos de luta contra a geadada (figura 5.11).

DEEST is a VBA program that computes the freeze damage statistics expected for your location and crop.

After answering the following questions click the button "Complete Step 1 of 3" below:

a. Information about the weather data that you have.

a.1 Location: Field's Name: Latitude: degrees

a.2 Height of measurement: metres Temperature correction: degrees

a.3 How many years of weather data do you have? years

b. Information about freeze protection.

The following freeze protection methods will be evaluated:
 Passive: soil treatments (1), covers & wraps (2), barriers (3), mulch/management (4) other (5).
 Active: heaters (6), wind machines & helicopters (7), overhead sprinklers (8), under glass/sprinklers (9), windbreaks (10), other (11)

The table below gives the default protection levels in °C for each of the alternative methods used individually.
 The user may change the default protection levels based on unique local conditions and the particular application.
 Methods 8, 10 and 11 must be user defined if changed from zero.

Method	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Protection (°C)	1	2	2	1	0	3	2	0	1.5	0	0

c.

Crop name/cultivar?

Crop height? metres

Number of plants/m? trees

Type of plant?

Annual (1), Perennial (age less than 4 years (2); age between 4 and 10 years (3); more than 10 years (4))

Expected yield/ha without frost? t/ha **Short name expected yield**

Typical % of small fruit thinned (without frost)? %

d. Erase all previous inputs? Y/N

Figura 5.8. Exemplo de entradas para a folha “Start here”.

Conferências de homenagem ao Professor Doutor Dionísio Gonçalves

After entering your weather data, click the button "Complete Step 2 of 3"

Complete Step 2 of 3

Specify the **maximum temperature** in the first column and the **minimum temperature** in the second column corresponding to each year of weather data and input the year at the top of those columns. Be sure to enter data during the "relevant" period of the year for fruit events. For missing data, leave the cells blank. You may enter up to 50 years of data.

LY Date	NLY Date	DOY	Year											
			1	2	3	4	5	6						
			1960	1961	1962	1963	1964	1965						
01-Jan	01-Jan	1	8.0	-2.3	12.0	2.0	17.6	7.6	18.0	8.0	11.0	1.0	19.5	0.5
02-Jan	02-Jan	2	9.0	-1.1	8.0	-2.0	17.5	7.5	13.0	3.0	9.0	-1.0	13.9	3.9
03-Jan	03-Jan	3	9.0	-1.0	9.0	-1.0	17.2	7.2	10.0	0.0	9.0	-1.0	12.5	2.5
04-Jan	04-Jan	4	10.0	0.2	9.0	-1.0	17.5	7.5	5.2	-4.8	11.0	1.0	19.9	6.9
05-Jan	05-Jan	5	10.2	0.3	11.0	1.0	12.0	2.0	6.0	-4.0	11.0	1.0	9.3	-0.7
06-Jan	06-Jan	6	9.0	-1.0	8.0	-2.0	13.0	3.0	7.0	-2.5	10.0	0.0	9.0	-1.0
07-Jan	07-Jan	7	9.1	-1.7	7.0	-2.5	17.0	7.0	11.0	1.0	9.0	-1.0	11.5	1.5
08-Jan	08-Jan	8	10.4	0.4	19.0	9.0	19.0	6.0	9.0	-1.0	9.5	-0.5	15.9	5.9
09-Jan	09-Jan	9	13.0	3.0	10.0	9.0	13.5	3.5	8.3	-1.7	11.5	1.5	12.4	2.4
10-Jan	10-Jan	10	13.0	3.0	14.5	4.5	12.0	2.0	6.0	-4.0	13.8	3.8	19.5	9.5

Figura 5.9. Exemplo de entradas para a folha "Weather".

The program interpolates between T_{10} and T_{30} and between development dates
Input the development dates and corresponding T_{10} and T_{30} in the table below
To see the results, after filling the table, click "Complete Step 3 of 3"

Complete Step 3 of 3

Location: Black's Farm
Crop: Golden Delicious' apple

Development Stage Day of the year	stage 1	stage 2	stage 3	stage 4	stage 5	stage 6	stage 7	stage 8	stage 9	stage 10	stage 11	stage 12
	date (1)	date (2)	T_{10} (°C)	T_{30} (°C)	leaf fall	leaf drop	1/2 bloom	full bloom	fall start	fall end		
T_{10} (°C)	10.2	10.2	12.2	8.5	8.5	-1.1	-5.2	-2.0	-2.2			
T_{30} (°C)	12.5	8.1	8.2	-4.5	-3.8	2.3	-3.5	-1.9	1.8			
Enter Date (e.g. 7-Apr)	15-Feb	20-Feb	24-Feb	05-Mar	14-Mar	17-Mar	24-Mar	30-Mar	30-Apr			

Figura 5.10. Exemplo de entradas para a folha "Crop".

Year	Results											
	FORAGE		YIELD		YIELD LOSS		YIELD DENSITY		No. FRUIT/YEAR		% BLOSSOMING	
	Average	Stdev	Average	Stdev	Average	Stdev	Average	Stdev	Average	Stdev	Average	Stdev
1960	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
1961	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
1962	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
1963	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
1964	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
1965	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
1966	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
1967	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
1968	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
1969	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
1970	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
1971	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
1972	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
1973	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
1974	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
1975	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
1976	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
1977	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
1978	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
1979	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
1980	222	47.4	121	21.2	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0

Figura 5.11. Exemplo de resultados dados pela folha "Results".

5.5.2. Validação do modelo DEST

A validação do modelo DEST foi efectuada com dados recolhidos durante uma experiência conduzida num pomar de macieiras, localizado em Carrazeda de Ansiães, com o objectivo de avaliar o desempenho da ventilação forçada na luta contra a geada (Ribeiro, 2003). Foram efectuadas simulações para os vários locais do pomar, em dois anos consecutivos, em que se registou a temperatura e simultaneamente se efectuaram amostragens de flores para determinar os danos sofridos em três variedades instaladas no pomar (De Melo-Abreu *et al.*, 2004).

Os resultados mostram um bom desempenho do modelo (figura 5.12). No Quadro 5.1 estão representados, para os dois anos simulados, os parâmetros estatísticos da regressão linear dos valores previstos versus observados das fracções de danos nas flores. A raiz do erro quadrático médio (RMSE) é de 0,1 e os valores do coeficiente de determinação (R^2) foram de 0,87 e 0,77 para 1999 e 2000, respectivamente.

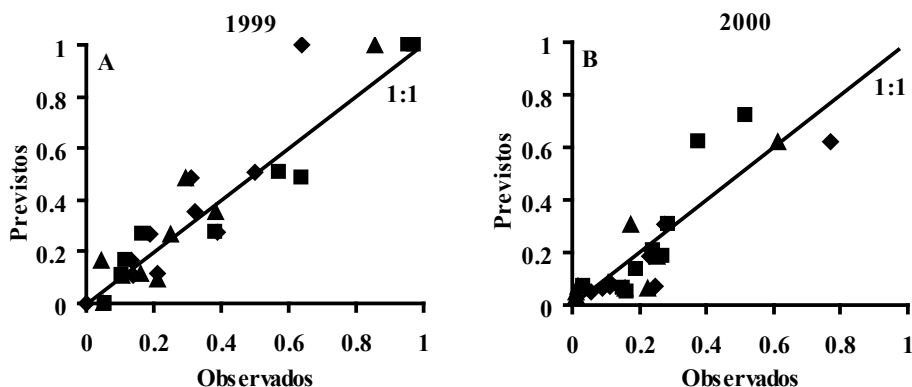


Figura 5.12. Valores previstos versus observados da fracção de danos nas flores de três variedades de macieiras (♦: ‘Hi Early.’; ■: ‘Jonagolden.’; ▲: ‘Erovan’).

Quadro 5.1. Estatísticas da regressão linear das fracções de danos de flores previstas versus observadas. N é o número de observações, \bar{P} e \bar{O} são os valores médios previstos e observados, S_p e S_o são os respectivos erros padrão, a e b são a abcissa na ordenada e o declive da recta, RMSE é a raiz do erro quadrático médio, e R^2 é o coeficiente de determinação.

Ano da simulação	N	\bar{P}	\bar{O}	S_p	S_o	a	b	RMSE	R^2
1999	29	0,35	0,33	0,31	0,28	-0,02	1,01	0,11	0,87
2000	29	0,20	0,22	0,21	0,18	0,00	1,07	0,10	0,77

Referências Bibliográficas

- Abreu, J. P. (1985). *As Geadas. Conceitos, Génese, Danos e Métodos de Protecção*. Instituto Superior de Agronomia. 219 pp.
- Asahina, E. (1978). Freezing processes and injury in plant cells. In: Li, P.H., Sakai (eds.). *Plant Cold Hardiness and Freezing Stress*. Vol. I., pp. 17-36. Academic Press, NY.
- Burke, M.J.; Gusta, L.V.; Quamme, H.A.; Weiser, C.J.; Li, P.H. (1976). Freezing and injury in plants. *Annual Review of Plant Physiology*, 27: 507-528.
- Caplan, L.A. (1988). *Effects of cold weather on horticultural plants in Indiana*. Purdue University Cooperative Extension Publication, No. HO-203.
- De Melo-Abreu, J.P.M.; Ribeiro, A.C.; Snyder, R. L. (2004). Modelling apple flower and fruit damage to frost. In: Jacobsen, S.; Jensen, C. R., Porter, J.R. (eds.) *Proceedings of the VIII Congress of European Society for Agronomy: European Agriculture in a Global Context, July 2004, Copenhagen – Denmark*. pp. 75-76.
- Fowler, D.B.; Limin, A.E.; Ritchie, J.T. (1999). Low-temperature tolerance in cereals: Model and genetic interpretation. *Crop Sci.*, 39: 626-633.
- Ikeda, I. (1982). Freeze injury and protection of citrus in Japan. In: Li, P.H., Sakai, A. (eds). *Plant Cold Hardiness and Freezing Stress*. Vol. II, pp. 575-589. Academic Press Inc.
- Ketchie, D.O. (1969). Methods of determining cold hardiness and cold injury in citrus. *Proc. First Int.Citrus Symp.*, Vol. 2, pp. 559-563.
- Larcher, W. (1982). Typology of freezing phenomena among vascular plants and evolutionary trends in frost acclimation. In: Li, P.H. and Sakai, A. (eds). *Plant Cold Hardiness and Freezing Stress*. Vol.II. pp. 417-426. Acad. Press.
- Lecomte, C. (1989). Seuils de sensibilité au gel hivernal en grandes cultures. pp. 83-99, In: C. Riou (ed). *Le gel en Agriculture*. Paris: Commission d'Agrométéorologie de l' INRA.
- Lecomte, C.; Giraud, A.; Aubert, V. (2003). Testing a predicting model for frost resistance of winter wheat under natural conditions. *Agronomie*, 23: 51-66.
- Levitt, J. (1978). An overview of freezing injury and survival, and its interrelationships to other stresses. In: Li, P.H., Sakai, A. (ed.) *Plant Cold Hardiness and Freezing Stress*. Vol. I. pp. 3-15. Academic Press.
- Li, P.H.; Palta, J.P. (1978). Frost hardening and freezing stress in tuber-bearing solanum species. In: P.H. Li and A. Sakai (eds). *Plant Cold Hardiness and Freezing Stress*. Vol. I, pp. 49-71. Academic Press, NY.
- Lindow, S.E. (1983). The role of bacterial ice nucleation in frost injury to plants. *Ann. Rev. Phytopathol.*, 21: pp. 363-384.
- Lindow, S.E.; Connell, J.H. (1984). Reduction of frost injury to almond by control of ice nucleation active bacteria. *J. Am. Soc. Hort. Sci.*, 109: pp. 48-53.
- Lindow, S.E.; McGourty, G.; Elkins, R. (1996). Interactions of antibiotics with

- Pseudomonas fluorescens* strain A506 in the control of fire blight and frost injury to pear. *Phytopathology*, 86: 841-848.
- Modlibowska, I. (1975). Effects of frost on crop yield and quality. In: Pereira, H.C. (ed.) *Climate and the Orchard*. Commw. Bur. Hortic. Plant Crops, Res. Rev. 5, pp. 73-81.
- Morris, L.L. (1982). Chilling injury of horticultural crops: an overview. *Hortscience*, 17(2): 161-162.
- Olien, C.R. (1967). Freezing stresses and survival. *Annual Review of Plant Physiology*, 18: 387-408.
- Proebsting, E.L. Jr.; Mills, H.H. (1978). Low temperature resistance of developing flower buds of six deciduous fruit species. *Journal American Society Horticultural Science*, 103: 192-198.
- Proebsting, E.L. (1978). Adapting cold hardiness concepts to deciduous fruit culture. In: P.H. Li and A. Sakai (eds). *Plant Cold Hardiness and Freezing Stress..* Vol. I, pp. 267-279. Academic Press Inc, NY.
- Proebsting, E.L.; Gross, D.C. (1988). Field evaluations of frost injury to deciduous fruit trees as influenced by ice nucleating-active *Pseudomonas syringae*. *J. Am. Soc. Hort. Sci.*, 113: 498-506.
- Ribeiro, A.C. (2003). Estudo do microclima de um pomar de macieiras em Trás-os-Montes, em condições de geadas. Avaliação da ventilação forçada como método de luta contra as geadas. Tese de Doutoramento. Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior de Agronomia. 160 pp.
- Rodrigo, J. (2000). Spring frost in deciduous fruit trees-morphological damage and flower hardiness. *Scientia Horticulturae*, 85(3): 155-173.
- Snyder, R. L.; De Melo-Abreu, J. P. (2005). *Frost Protection: Fundamentals, Practice and Economics*. Vol. I. United Nations, Food and Agriculture Organization, Rome, 223 pp.
- Snyder, R. L.; De Melo-Abreu, J. P.; Matulich, S. (2005). *Frost Protection: Fundamentals, Practice and Economics*. Vol. II. United Nations, Food and Agriculture Organization, Rome, 64 pp.
- Weiser, C.J. (1979). Plant freezing injury and resistance. In: Barfield, B.J., Gerber, J.F. (eds.) *Modification of the Aerial Environment of Crops*. St. Joseph.
- Weiser, C.J. (1982). Cold hardiness and stress research: an evolving agricultural science. In: Li, P.H., Sakai, A. (ed.) *Plant Cold Hardiness and Freezing Stress*. Vol. II, pp. 313-332. Academic Press.
- Wisniewski, M.; Lindow, S.E.; Ashworth, E.N. (1997). Observations of ice nucleation and propagation in plants using infrared video thermography. *Plant Physiol.*, 113: 327-334.
- Yelenosky, G. (1978). Freeze survival of citrus trees in Florida. In: Li, P.H., Sakai, A. (eds.) *Plant Cold Hardiness and Freezing Stress*. Vol. I, pp. 297-311. Academic Press. Inc. NY.

6 · Application of regional and local Climate Maps

Lutz Katzschner

Faculty of Architecture and Planning, University Kassel, Germany

katzschn@uni-kassel.de

Resumo

As modificações no clima induzidas localmente pelo ambiente urbano alteram de modo considerável as condições climáticas aí prevalentes. A análise espacial do clima das cidades mostra-se, por isso, necessária quando se trata de explicar as diferenças quanto ao conforto térmico observadas no seio do tecido urbano. Neste trabalho apresenta-se uma metodologia que recorre à cartografia digital para descrever as características térmicas e dinâmicas do clima urbano.

Palavras-chave: *cartas de clima urbano, planeamento urbano, medições itinerantes*

Abstract

Urban climate modifications change the climate conditions considerably. Therefore spatial analysis of urban climates are needed to explain the thermal comfort differences within the city fabric. The paper presents a methodology to use urban climate mapping for a thermal and dynamic characteristic description.

Keywords: *urban climatic maps, urban planning, mobile measurements*

6. 1. Climate Maps

The principle underlying methodology is an areal evaluation of urban climate conditions. This is based on land use from digital grid data sets together with topographical data in 200m grids. The meteorological input parameters were mean air temperatures and humidity, wind speed and wind directions from near by meteorological stations or from recorded data in existing analysis like in the Environmental Atlas Hessen and measured data.

Climate maps are considered as tools for any planning process. To evaluate land use changes in a climatological way one can see in figure 6.1 how urbanisation effects heat load. In 2020 many areas will be built and increase the urban heat island. With that conflict areas and hot spots can be analysed and mitigation processes can be started.

Through the Geographical Information System (GIS Arc.Info) geographical data and land use data were classified and transformed to urban climate functions like, thermal aspects (i.e. heat and cooling rates), a wind classification with ventilation paths and topographically influenced downhill movements. The building fabric was classified through roughness length and thermal radiation processes.

The following factors were used:

Land use classifications for thermal and radiation with categories of city structures, industrial areas, gardens and parks, forests, greenland and agricultural areas. Water was only used from lakes while train tracks got a special classifications as they have a large daily variation in surface temperature and therefore radiation differences, topographical and geographical data which influence the local circulation pattern, ventilation through an analysis of the roughness length.

Evaluation was carried out through a GIS based calculation method, which calculated weighting factors for every grid with a result for thermal and dynamic map. This then was combined to the urban climate function map with an evaluation to the urban climate map for planning use.

Due to this methodology the climate map has two levels: one is dealing with the thermal and the second one with the dynamical aspect. Therefore it is possible to have a classification in the final map, which can differ between the advices for heat island effects and the well ventilated areas or weak ventilated areas for improvement. The method of a GIS based urban climate calculation can be used at all different scales with various grids in order to get answers on different planning levels.

Table 6.1. Urban climate and planning scales.

Administration level	Planning level	Urban climate issue	Climatic scale
city – 1:25000	urban development; master plan	heat island effects; ventilation paths	meso scale
neighbourhood – 1:5000	urban fabric system	air pollution	meso scale
block – 1:2000	open space design	thermal comfort	micro scale
single building – 1:500	building design	radiation and ventilation effects	micro scale

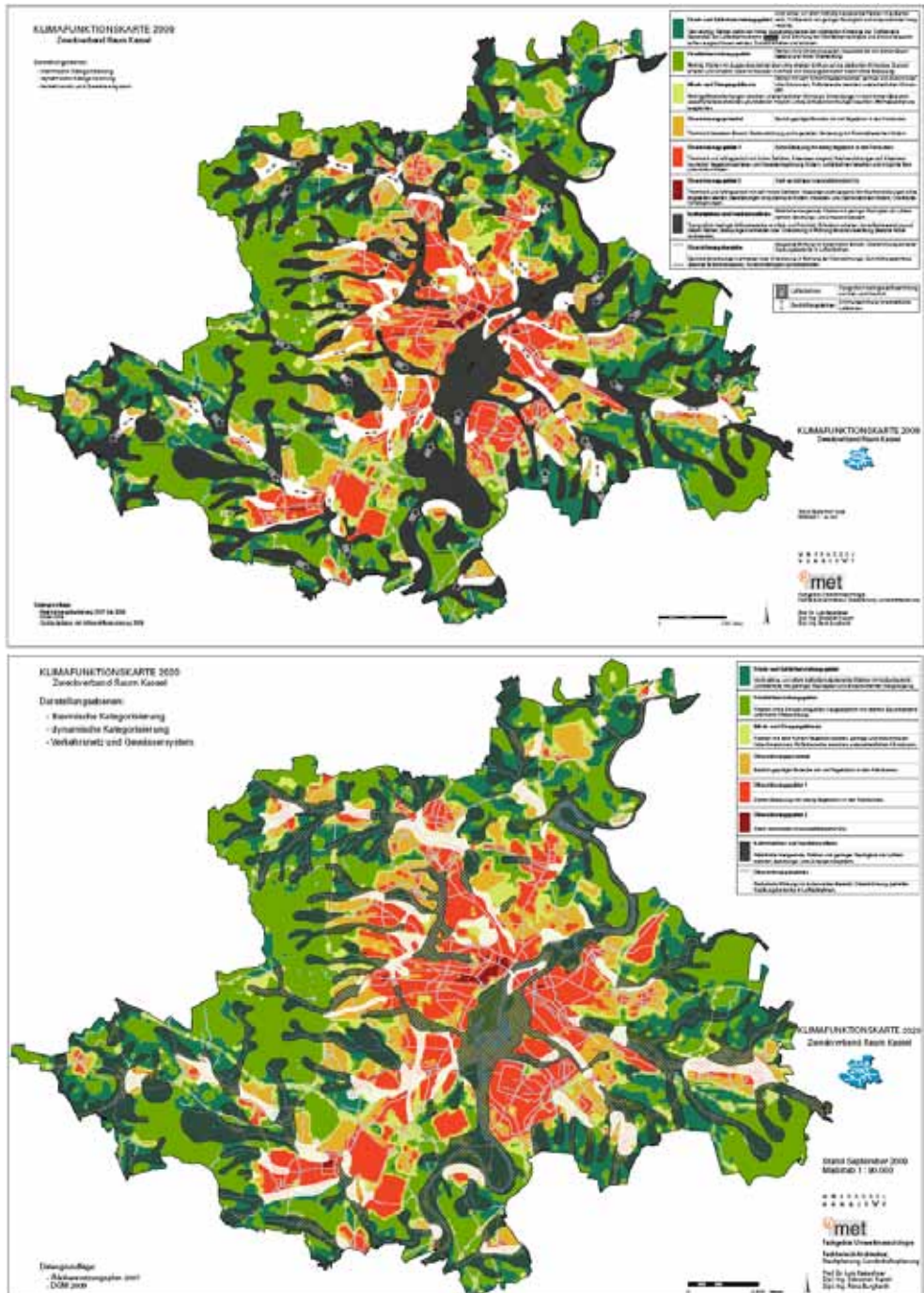


Figure 6.1. Spatial development plan, urban climate and evaluation in the city of Kassel.

Example of an urban climate map with planning recommendations (Kassel/Germany). Here with a similar methodology urban climate maps have to be evaluated through a discussion in a city development frame. Therefore the urban climate characteristics in a scale of 1:25000 was analysed. Only from that thermal conditions can be evaluated in dependance of the heat island and ventilation.

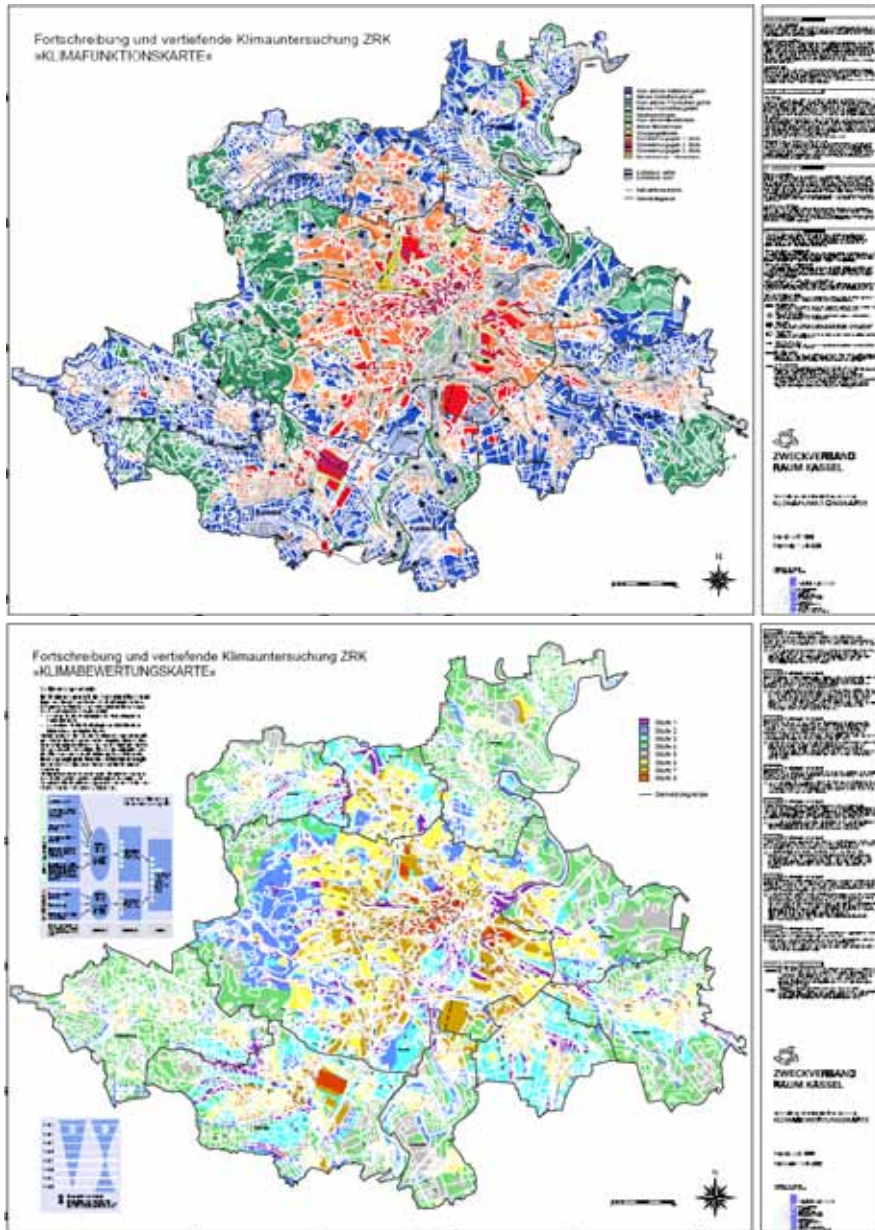


Figure 6.2. Urban climate mas of Kassel /Germany; functions and evaluation.

6.2. Urban Climate Maps in tropical climates

With an GIS based methodology urban climate studies were carried out in the tropical city of Hong Kong. For Hong Kong land use data and meteorological measurements were combined with wind pattern information. Result is an urban climatic map (figure 6.3) analysing the complete area of Hong Kong. This was used to consider the thermal conditions, which are combined with heat stress in summer. To mitigate these factor spational information of wind and the urban heat island was used to create air paths and greeneries. This was correlated by a calculation of the thermal index PET together with measured climatic data. Main heat stress situation occur in summer all day and during afternoons in winter. From this situation only areas with dense and high buildings were effected. These outcomes emphasize the need to provide shading through vegetation and to preserve ventilation paths for thermal comfort in tropical cities, as expected . With a data base of topographical and land use an areal distribution of the thermal comfort could be derived.

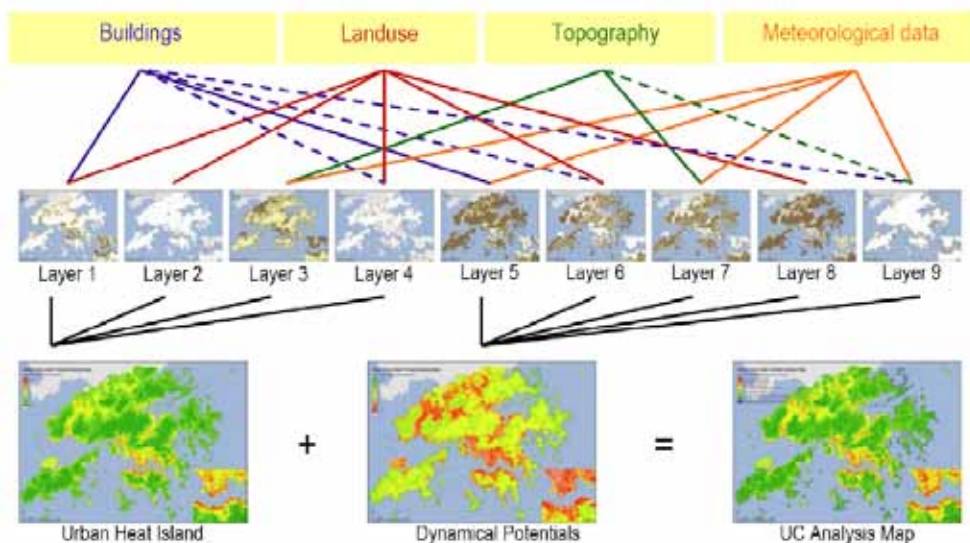


Figure 6.3. Spatial distribution of attributes for GIS calculation urban climate of Hong Kong.

All these methods to investigate urban climate and urban climate were aimed for being used in moderate climates mainly. Nevertheless to described a classification for thermal comfort conditions they are true for hot dry climates and have to be practiced there too. The experienced how people react in desert climates are missing today and thermal sensations of people in dry hot climates will be surely different but the spational evluation and the underlying physics are the same. Therefore design proposals have to consider the need for shadow and ven-

tilation and analyse microclimatic conditions. This again need the knowledge were cooling comes from in a regional climatic context to which the design proposals will be related.

6.3. Field surveys

Actual field surveys of open spaces provide detailed information of the microclimatic situation and the resulting comfort conditions and help to calibrate maps. Also measurement can identify the thermal distribution and wind pattern. Case study sites have been identified in different city structures with different uses. The frequency and local distribution of the public use was part of the observations. The field surveys were scheduled to take place periodically within a year, to get the seasonal variation, which affects the use of space. People were studied in their natural environment through observations and personal interviews.



Figure 6.4.a. Mobile measuring equipment.



Figure 6.4.b. Mobile measuring equipment.

6.4. Conclusions

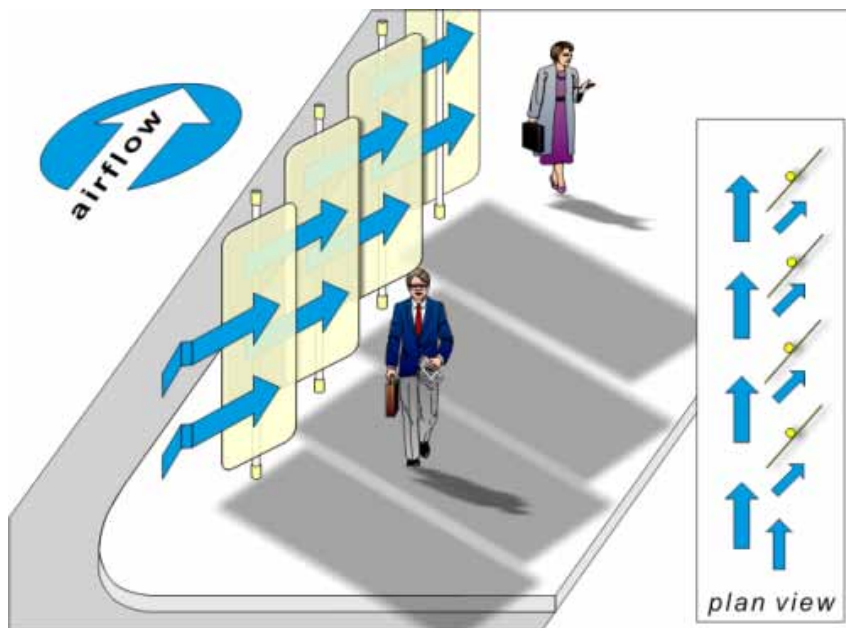
The rehabilitation of an existing open space or the design of a new one can ensure the opportunity for the improvement of the comfort conditions outdoors. The possible solutions to the specific problems such a site faces are unlimited, depending on local morphology, climate and the aesthetic nature of the design proposal. Regardless of the variety of the solutions, there are some considerations that the designer has to take into account in order to succeed in providing an attractive and comfortable environment.

The first issue that arises in the design process is the profile of the seasonal use of the open space. With the exception of acoustic comfort, which is not affected by the season of the year, visual and mostly thermal comfort, require different actions in order to successfully provide a mild and pleasant environment, compared to ambient conditions.

Regarding the summer period, temperature control is essential for the achievement of comfort. Especially in southern latitudes, shading is the most important factor for temperature control and a significant parameter of visual comfort. A variety of shading devices or vegetation types can be used, according to the desirable shadow pattern. Vertical or sloped shading devices like walls, panels or bushes are preferable to placed on the western side of the site, taking into account potential restrictions such a device may cause in open space's ventilation (figures 6.5.a to d). A similar shadow pattern can be achieved by trees with the advantage of air cooling or solar exposure in winter. Horizontal devices, including pergolas, can

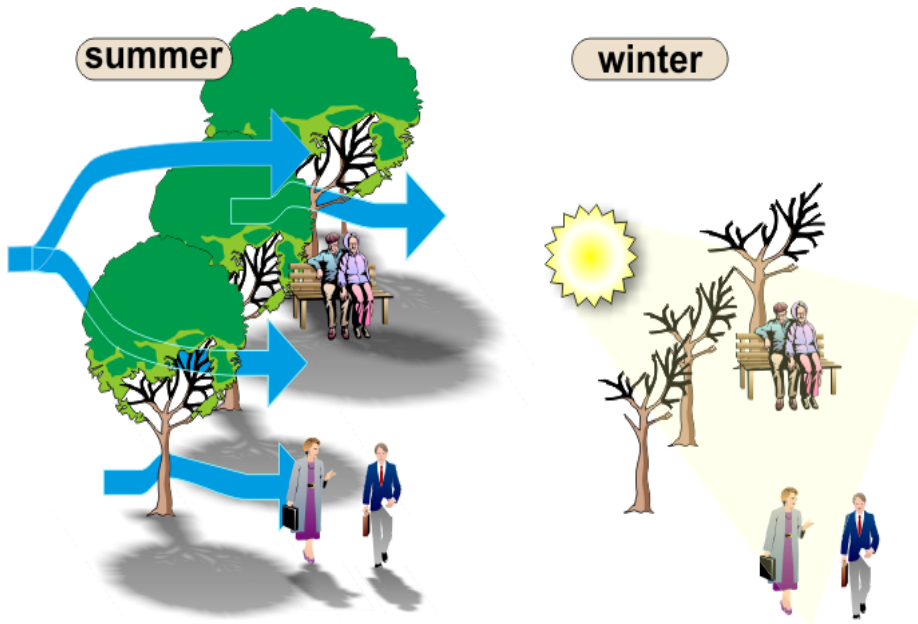
provide shadow for more hours a day and are useful in shading walking paths or long shaped areas like pedestrian zones. Still, they have to be constructed in a way to avoid hot air enclosure underside. Wind channelling in the summer is significant for heat extraction from the open space. Vertical panels or vegetation can be used, in order to redirect the air in specific areas of the open space. Furthermore, water surfaces in the form of water films, waterfalls, ponds or fountains can contribute to air cooling in combination with the ventilation strategies.

Surface materials are an important factor, which affects both the thermal and the visual environment. Light colours and reflective surfaces can prevent surface overheating, but may cause glare and thermal reflection for users and on the surrounding surfaces or buildings. In contrast, dark surfaces can become overheated, but only when they are exposed to solar irradiation. Most vegetation surface covers not only prevent reflections but contribute to air cooling by evapotranspiration. In winter, the main purpose of the design process is to protect the open space from cold wind and rain and to allow for solar exposure. An interesting example is the sunken open spaces. In combination with other measures they can be very effective in wind protection letting the wind passing above them. Deciduous trees permit solar exposure but evergreen act as efficient wind breaks. The social implications of such a solution, however, will have to be carefully considered. Concerning noise reduction, vegetation can be considered for sound barriers, while also used for shading or wind breaks.



Panels can be used for shading and wind channelling during summer or for air blocking in winter

Figure 6.5.a. Some examples of a bioclimatic open space design.



Deciduous trees offer shading in summer and if properly selected, can enhance air cooling by evapotranspiration. In winter they permit solar exposure of the site

Figure 6.5.b. Some examples of a bioclimatic open space design.



Galleries along a pedestrian zone can provide shading and protection from rain.

Figure 6.5.c. Some examples of a bioclimatic open space design.



Dense canopy trees can act as wind breaks when they are placed at the prevailing wind direction in winter.

Figure 6.5.d. Some examples of a bioclimatic open space design.

In summary, there are no straightforward measures since every action affects other comfort parameters. The design proposal has to have an integrated form taking into account all the parameters of comfort and the specific morphological and climatic characteristics of the site.

General bibliography

- Andrade, T.; Freire T.; Nery, J.; Katzschner, L. (2004). Thermal comfort condition fo a tropical city Salvador Brasil, Proceedings Vol.I, PLEA 2004, NL, Technische Universität Eindhoven, pp. 53-57.
- Bauer, B. (1999). Mikrometeorologische Analyse und Bewertung kleinräumiger Stadtstrukturen, UFZ Bericht, Nr. 18, Leipzig 3/1999
- Bosch, U.; Katzschner, L.; Röttgen, M. (2002). Analyse der thermischen Komponente des Stadtklimas für die Freiraumplanung, UVP Report, Nr. 3.
- Höppe, P. (1999). The physiological equivalent temperature – a universal index for biometeorological assessment of the thermal evironment, Int. J. Biometeorol., 43: 71-75.
- Katzschner, L. (2002). Bioclimatic Characterisation of Urban Microclimates for the Usage of Open Spaces, Ecole d'Architecture de Nantes (CERMA), International Workshop on Architectural an Urban Ambient Environment, Nantes, Proceedings 6-8 February.
- Katzschner, L.; Bosch, U.; Röttgen, M. (2002). Behaviour of people in open spaces in dependency of thermal comfort conditions, In: Design with the environment, Proceedings of the 19th International Conference PLEA (Passive and Low Energy Architecture), Toulouse-France, 22nd - 24th July 2002, pp. 411-415.
- Matzarakis, A. (2001). Die thermische Komponente des Stadtklimas, Berichte des Meteorologischen Institutes der Universität Freiburg Nr. 6.
- Verein Deutscher Ingenieure, Richtlinie 3787/2 (1997). Environmental meteorology – Methods for the human-biometeorological evaluation of climate and air pollution for urban and regional planning – Part I, Düsseldorf.



Biografia

Dionísio Afonso Gonçalves nasceu a 18 de Dezembro de 1942, na freguesia de Santa Maria do Concelho de Bragança, filho de Dionísio das Dores Dias Gonçalves e de Ana Leopoldina dos Santos Afonso. É casado com Maria das Mercês Rodrigues Gonçalves e tem três filhos: Ana Maria, Henrique Manuel e Joana Maria.

Fez os seus estudos iniciais e secundários em Bragança.

Em 1965/1966 exerceu funções de Oficial Miliciano de Meteorologia na Força Aérea Portuguesa. Em 1972 licenciou-se em Engenharia Agrónoma, com 15 valores, no Instituto Superior de Agronomia da Universidade Técnica de Lisboa. De 1972 a 1975 foi Assistente da disciplina da Mesologia e Meteorologia Agrícolas do Instituto Superior de Agronomia.

Em 1975, transitou como Assistente para o então Instituto Politécnico de Vila Real, hoje Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro.

Em 1985, obteve o grau de Doutor em Engenharia Agrícola, com distinção e louvor, pela Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, com uma tese subordinada ao tema: “Contribuição para o Estudo do Clima da Bacia Superior do Rio Sabor. Influência da Circulação Geral e Regional na Estrutura da Baixa Atmosfera”

Em 1992, obteve a agregação, tendo sido aprovado por unanimidade.

É Professor Catedrático de nomeação definitiva da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro.

A sua produção científica tem abrangido a Agroclimatologia e o estudo dos Climas Locais com a finalidade do Ordenamento do Território, defesa das culturas dos elementos climáticos adversos e contribuição para a adaptação das previsões meteorológicas à escala regional e local. Neste âmbito orientou oito doutoramentos.

Foi responsável pela delimitação e instalação do Parque Natural de Montesinho, tendo sido, de 1978 a 1983, Presidente da Comissão Instaladora e de 1986 a 1993, seu Coordenador. Da acção desenvolvida no Parque Natural de Montesinho salienta-se a justificação da sua criação e a defesa de um modelo de desenvolvimento para esta área protegida.

De 1983 a 1988, foi Presidente da Comissão Instaladora da Escola Superior Agrária do Instituto Politécnico de Bragança.

Foi Presidente do Instituto Politécnico de Bragança, desde 1988 até Setembro de 2005, altura da sua aposentação, mantendo-se em funções e assegurando o processo eleitoral conducente à eleição do novo Presidente do Instituto. Como Presidente do IPB, a sua principal missão consistiu em implementar uma instituição técnica e cientificamente credível a nível nacional e internacional, pondo em marcha um dos projectos nacionais mais ambiciosos de doutoramento do pessoal docente. A par deste objectivo fundamental, teve que garantir o crescimento da Instituição, que tinha sido criada apenas com duas Escolas: a Escola Superior de Educação e a Escola Superior Agrária. As diligências que efectuou conduziram à criação da Escola Superior de Tecnologia e Gestão de Bragança em 1990, da Escola Superior de Tecnologia e de Gestão de Mirandela em 1999 e da Escola Superior de Saúde em 2003, esta por reconversão da Escola de Enfermagem. Tal determinou um crescimento notável do Instituto, que ocupa hoje um lugar de destaque no âmbito do Ensino Superior Português.

É Coordenador do Centro de Investigação de Montanha da Fundação para a Ciência e Tecnologia desde a sua fundação, em 2002.

É membro da Comissão Nacional de Acesso ao Ensino Superior desde 2004.

Em 2006, fez parte do Júri de selecção das candidaturas das Instituições de Ensino Superior, à avaliação, pela Associação das Universidades Europeias.

Foi membro de variados júris de provas académicas – Mestrado, Doutoramento e Agregação –, e de provas de acesso a lugares superiores das carreiras do ensino superior e de investigação.

Foi orientador de trabalhos académicos de variados níveis e instituições, desde estágios de licenciatura, passando pelos apresentados em provas públicas das carreiras do ensino superior e Mestrados, às oito Teses de Doutoramento defendidas por orientandos seus.

Foi Coordenador Nacional do programa de Investigação do British Council “Plant Environmental Interactions” que teve por objectivo o estudo da interacção entre as alterações do meio ambiente e as plantas, nomeadamente ao nível do aumento do CO₂, temperatura, stresse hídrico, salinidade, metais pesados e poluição do solo.

Tem dezenas de artigos, de carácter técnico e científico, publicados em diversas revistas e livros de actas de congressos, em Portugal e no estrangeiro, integrando equipas de investigação de múltiplas origens, geográfica e institucional, focando tópicos num largo espectro de interesses científicos:

- Microclimatologia e Climatologia Urbana
- Agrometeorologia
- Física do Solo, muito especialmente Água do Solo e Temperatura do Solo
- Riscos Meteorológicos, incluindo Segurança Rodoviária e Incêndios Florestais

Durante a sua vasta actividade, como docente e investigador, como responsável do Parque Natural de Montesinho, da Escola Superior Agrária ou do Insti-

Conferências de homenagem ao Professor Doutor Dionísio Gonçalves

tuto Politécnico de Bragança, efectuou diversas viagens e visitas de estudo que o transportaram aos quatro cantos do planeta, tendo-lhe permitido contactar com as várias realidades climáticas do globo e observar “in loco” os mais significativos ecossistemas terrestres.

Programa das conferências

Variabilidade e Alterações Climáticas

Professor Doutor Luiz Carlos Molion (Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas, Brasil)

Clima urbano e ordenamento em Lisboa

Professora Doutora Maria João Alcoforado (Departamento de Geografia da Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa)

Application of regional and local Climate Maps

Professor Doutor Lutz Katzschner (Universität Kassel, Alemanha)

A variabilidade natural do clima em Portugal

Professora Doutora Maria Solange Mendonça Leite (Departamento de Física da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro)

Caracterização e predição de secas; aplicação ao Alentejo

Professor Doutor Luís Santos Pereira (Departamento de Engenharia Rural do Instituto Superior de Agronomia da Universidade Técnica de Lisboa)

Os danos de geada: conceitos, mecanismos e modelos de simulação

Professor Doutor José Paulo Mourão de Melo e Abreu (Departamento de Ciências do Ambiente do Instituto Superior de Agronomia da Universidade Técnica de Lisboa)

A variação de alguns elementos agroclimáticos na região de Lisboa, nos últimos 85 anos

Professor Doutor Francisco Gonçalves de Abreu (Departamento de Ciências do Ambiente do Instituto Superior de Agronomia da Universidade Técnica de Lisboa)

Recursos Eólicos no Distrito de Bragança

Professor Doutor Álvaro Rodrigues (Departamento de Engenharia Mecânica da Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto)

Clima e Recursos Naturais

Conferências de Homenagem ao Professor Doutor Dionísio Afonso Gonçalves

Ao Professor Doutor Dionísio Gonçalves, na sequência da sua aposentação recente, entendeu a Presidência do Instituto Politécnico de Bragança prestar uma homenagem, mas esta centrada justamente no que foi o mais caro objecto da sua entusiástica curiosidade intelectual – o clima – e no modo como a disciplinou para resultar em conhecimento – a ciência.

Ilustre membro fundador do Instituto Politécnico de Bragança, mentor e actor do seu desenvolvimento e afirmação, o Professor Doutor Dionísio Gonçalves foi também, e é ainda, investigador atento e de reconhecido mérito na sua área de especialidade.

