

UNIVERSIDADE DE LISBOA

**MODIFICAÇÕES NO CLIMA DE LISBOA COMO
CONSEQUÊNCIA DO CRESCIMENTO URBANO**

VENTO, ILHA DE CALOR DE SUPERFÍCIE E BALANÇO ENERGÉTICO



ANTÓNIO MANUEL SARAIVA LOPES

DOUTORAMENTO EM GEOGRAFIA FÍSICA

2003

MODIFICAÇÕES NO CLIMA DE LISBOA COMO
CONSEQUÊNCIA DO CRESCIMENTO URBANO.

VENTO, ILHA DE CALOR DE SUPERFÍCIE E BALANÇO ENERGÉTICO

TESE DE DOUTORAMENTO EM GEOGRAFIA FÍSICA
APRESENTADA À FACULDADE DE LETRAS DA UNIVERSIDADE DE LISBOA

SOB A ORIENTAÇÃO DOS PROFESSORES DOUTORES

MARIA JOÃO ALCOFORADO

E

JORGE SARAIVA

Esta Tese de Doutoramento foi apoiada pelo projecto CLIMLIS,
Princípios Climáticos para o Planeamento Urbano. Aplicação a Lisboa,
Aprovado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia
(POCTI/34683/GEO/2000)
e participado pelo fundo comunitário europeu FEDER

*A Beatriz e Rosa L.
A meus pais*

PREÂMBULO

O meu interesse na climatologia urbana nasceu no princípio dos anos noventa, quando iniciei o Mestrado em Geografia Física e Regional. Não foi o meu tema de dissertação (porque me dediquei a estudar o clima local de Oeiras), mas depressa compreendi a necessidade de conhecer melhor o clima de Lisboa. Entretanto chegavam-nos trabalhos feitos na Alemanha e na Suíça, que mostravam a aplicação prática dos conhecimentos sobre o clima de uma região ao planeamento urbano.

Ainda sem ter a certeza sobre o tema que iria tratar, surgiram várias oportunidades de visitar institutos de Geografia no estrangeiro, onde voltei a tomar contacto com o clima urbano. Incentivado pela Professora Maria João Alcoforado, que entretanto tinha aceite a tarefa de orientar da minha Tese, fiz o meu primeiro estágio, em 1994, no Instituto de Geografia da Universidade de Berna, na Suíça. Aí tive o contacto inicial com as imagens de satélite. No final desse ano, desloquei-me a Marburg, na Alemanha, ao Departamento de Geografia da *Philipps-Universität* Marburg. Entusiasmado com o que tinha aprendido, voltei no ano seguinte como bolseiro da *Deutscher Akademischer Austauschdienst* (DAAD). Para além de ter continuado a trabalhar em detecção remota com os jovens investigadores e estudantes de Marburg, tive oportunidade de visitar vários institutos e departamentos de Geografia Alemães e Suíços (Freiburg, Essen, Leipzig, Hannover e Basel), cujos responsáveis me

receberam de uma forma magnífica. Aprendi que a melhor forma de aprender, é observando o que de melhor se faz noutros lugares.

Depois sucederam-se mais dois estágios em 1998: o primeiro em Abril, no âmbito do projecto "ADVICE", na *Météo France*, em Toulouse, onde aprendi algumas técnicas de homogeneização de longas séries de dados climáticos; o segundo, em Novembro, no âmbito do projecto "Bioclimatologia Humana de Lisboa" no Instituto de Meteorologia da Universidade de Freiburg, onde trabalhei na modelização do vento em meio urbano.

Com o conhecimento de tantos trabalhos de referência, comecei a esboçar as primeiras ideias sobre o tema da Tese que agora apresento. Os estágios que efectuei, não só me deram uma visão mais clara sobre o papel da Europa no mundo científico, como a possibilidade de aprender o que de melhor se faz nos Países com mais recursos financeiros. Mesmo com poucos meios, consegui ter ideias claras sobre o que queria fazer: conhecer as modificações climáticas induzidas pelo crescimento urbano.

Depois surgiram as ideias, os primeiros planos de trabalho, que se foram avolumando, até que surgiu uma derradeira, mas fundamental oportunidade de investigação: a colaboração com o Laboratório Nacional de Engenharia Civil e particularmente com o Professor Engenheiro Jorge Saraiva. A minha recompensa foi o trabalho no túnel aerodinâmico: muito vento nos "soprou" na cara, a mim e ao Hugo Vieira, que "eolicamente" me acompanhou nos ensaios no LNEC, no início do Verão de 2002.

Comecei com um périplo pela Europa, mas terminei em Lisboa com as pessoas que realmente me incentivaram a procurar o conhecimento e a concluir este trabalho. Em primeiro lugar, quero agradecer à Professora Doutora Maria João Alcoforado (minha orientadora), todos os ensinamentos, conselhos e ajudas que me deu, mesmo nos momentos mais difíceis. Sem o seu incentivo nunca teria tido a audácia de tocar em áreas do conhecimento, diferentes daquelas com que os Geógrafos lidam diariamente. Ao Professor Engenheiro Jorge Saraiva, pela sua bondade em ter aceite co-orientar a minha Tese e me ter aberto as portas a "outras ciências". Com seu sorriso, sempre bem humorado, lá me ia pacientemente dando magníficas lições de Física, Mecânica e

Matemática que eu, Geógrafo de formação, atentamente recebia. Aos dois dedico os resultados obtidos.

À minha Família, que demasiadas vezes prescindiu de mim, para que eu pudesse trabalhar, dedico esta Tese. À minha filha Beatriz, à minha esposa Rosa e a meus pais que, numa altura em que a idade já avança, souberam compreender a minha ausência.

A todos aqueles que me abriram novos horizontes, especialmente Wilfried Endlicher, na altura Professor na Universidade de Marburg e actualmente a leccionar na Universidade de Humboldt de Berlim, os meus mais sinceros agradecimentos pela oportunidade única que me deu de visitar os institutos geográficos Alemães. Também uma palavra de agradecimento ao Prof. Matzarakis do Instituto de Meteorologia da Universidade de Freiburg, aos Drs. Christophe Merlier e Olivier Mestre da *Météo France* de Toulouse, ao Professor H. Wanner e ao Dr. M. Baumgartner do Instituto de Geografia da Universidade de Berna, ao Professor Parlow, da Universidade de Basel, e a tantos outros investigadores que marcaram, de forma indelével, a minha carreira académica.

À Professora Maria Eugénia Moreira, pela leitura DO CAPÍTULO 7 e pelos comentários e sugestões que permitiram melhorar o texto.

Um agradecimento especial aos meus amigos Dr. Henrique Andrade, colega de vários anos e companhia indispensável pela constante troca de informações e opiniões e Marcelo Fragoso, pelo apoio dado. Aos meus mais recentes colegas, amigos e antigos alunos, Rute Vieira, João Vasconcelos e Hugo Vieira, pela companhia alegre e permanente e a ajuda nos acabamentos finais da Tese. A todos os colegas do Departamento de Geografia da Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa.

E, finalmente, as instituições: ao Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa, pela lealdade e forma como me acolheu há 13 anos como investigador; à *Deutscher Akademischer Austauschdienst* (DAAD) por ter financiado a minha estadia na Alemanha, em 1995 e à Fundação Calouste Gulbenkian, por ter custeado a minha participação num congresso em Regensburg, na Alemanha, em 2001; ao CNIG por me ter fornecido imagens de satélite ao abrigo de um protocolo com o CEG, e à CML a informação sobre a cidade, no âmbito do Projecto CLIMLIS.

Finalmente, o meu agradecimento à Fundação para a Ciência e a Tecnologia por ter financiado o Projecto CLIMLIS “Princípios Climáticos para o Planeamento Urbano. Aplicação a Lisboa”, que permitiu fazer grande parte da investigação apresentada nesta Tese.

Este trabalho é uma tentativa de mostrar a minha visão da cidade e do seu clima.

INTRODUÇÃO

1. ENQUADRAMENTO ESPACIAL E METODOLÓGICO

Muito do trabalho de investigação levado a cabo no desenvolvimento desta dissertação assenta sobre a seguinte hipótese: o crescimento desordenado que tem acompanhado algumas zonas de Lisboa, ainda não totalmente consolidadas nos últimos anos, sobretudo no norte da cidade, pode fazer diminuir a velocidade média do vento, com possíveis consequências negativas para o ambiente urbano, sobretudo no sul da cidade. Localmente, os efeitos da diminuição do vento podem não ser uma limitação, mas sim uma potencialidade, por exemplo ao nível do conforto mecânico. É do balanço entre as limitações e potencialidades da redução da velocidade média do vento com o crescimento da cidade de Lisboa (a várias escalas), que trata a PARTE I do trabalho.

O clima da cidade é a forma mais evidente de modificação climática inadvertidamente provocada pelo Homem. A ilha de calor urbano é um dos padrões térmicos mais evidentes do clima das cidades e ocorre praticamente em todo o Mundo. Pode ser vista como uma potencialidade, porque a temperatura na cidade, ao não diminuir tanto como nas áreas rurais envolventes, evita o consumo excessivo de energia no Inverno, mas também como uma limitação nos locais onde o consumo de energia suplementar utilizada na refrigeração dos ambientes interiores tem custos elevados.

Na PARTE II do trabalho não se pretende provar que existe uma modificação climática (porque já está comprovada), mas tenta-se demonstrar de que forma os padrões térmicos das superfícies e radiativos poderão mudar com o futuro crescimento urbano e quais as consequências para a região de Lisboa, que forma actualmente uma metrópole policêntrica.

Através deste conhecimento, pretende-se dar um contributo a futuras acções de planeamento urbano e ajudar os decisores a tomarem melhores opções.

1.1 APRESENTAÇÃO DO TRABALHO.

No final desta introdução refere-se o motivo por que se deve considerar o clima urbano uma variável fundamental do desenvolvimento urbano sustentado.

A PARTE I deste trabalho é composta por dois conjuntos de textos: um teórico (CAPÍTULOS 1 a 4) e outro de investigação aplicada (CAPÍTULOS 5 e 6).

No CAPÍTULO 1, apresenta-se um breve resumo das características da Camada Limite Atmosférica (CLA), onde ocorre grande parte dos fenómenos climáticos em estudo. O resumo que se apresenta é o necessário para enquadrar e entender o tema tratado. Para outros assuntos, relativos a esta investigação, remete-se para a lista de referências bibliográficas que representam o estado da arte em Climatologia Urbana.

A importância do vento nas cidades, suas limitações e potencialidades são equacionados no CAPÍTULO 2, de forma a mostrar que as modificações dos campos de vento pelo meio urbano não são apenas negativas, mas podem apresentar algumas vantagens. No campo das limitações, apontam-se factores como o desconforto mecânico dos indivíduos que se movimentam nas ruas da cidade, ou os riscos que correm na presença de ventos violentos (em especial rajadas) superiores a determinados limiares de velocidade. Os ventos podem criar, em certas situações, patologias associadas à ansiedade, que naturalmente dependem de cada indivíduo, mas cujo estudo não têm tido o relevo necessário.

Quando combinado com temperaturas baixas, o vento pode constituir um factor importante do desconforto térmico, facto a que não estão alheios os habitantes das

regiões mais frias do globo. Questiona-se também se, noutros locais, como por exemplo algumas regiões mediterrâneas que experimentam curtos, mas rigorosos invernos, esse desconforto não deverá também se equacionado. Agora que a propósito das alterações climáticas se fala tanto do aumento de fenómenos climáticos extremos, não terão as entidades competentes responsabilidades acrescidas no que se refere aos cidadãos desprotegidos e sem abrigo que enfrentam vagas de frio no desconforto das ruas?

Mas há também as questões relacionadas com as potencialidades deste elemento atmosférico. O vento é o mais importante dos agentes que dispersam os efluentes gasosos produzidos nas grandes cidades, onde actualmente o automóvel é o principal veículo de mobilidade do cidadão e o principal responsável pela poluição atmosférica. Esta questão relança o tema da degradação ambiental urbana que, no passado recente, era devida às grandes indústrias que se localizavam junto às cidades.

A diminuição da velocidade do vento no seio de uma grande área urbana é um fenómeno comprovado há várias décadas. Para estudar o papel do crescimento urbano na modificação das condições do vento em Lisboa, é preciso conhecer dois factores: um de natureza climática (os regimes de vento na região de Lisboa), outro de natureza socioeconómica - a expansão da cidade e as suas tendências futuras. Quanto ao primeiro, apresentam-se, no CAPÍTULO 3, os regimes do vento já estudados por outros autores (FERREIRA, 1989 e ALCOFORADO, 1987, 1991 e 1992). Quanto à expansão da cidade, apresentam-se algumas notas recolhidas de trabalhos historiográficos Olisiponenses e uma reflexão própria sobre o crescimento da cidade de Lisboa nos próximos vinte a trinta anos, baseado nas suas tendências expansivas actuais (CAPÍTULO 4). Esta apresentação servirá de fundamento à tese de que o tipo de crescimento actual, nas áreas ainda em construção no norte da cidade, poderá agravar as condições atmosféricas ambientais em Lisboa.

Nos CAPÍTULOS 5 e 6, apresenta-se a investigação fundamental desenvolvida para demonstrar a tese enunciada relativa ao vento em Lisboa. No CAPÍTULO 5, utilizou-se a modelação numérica como suporte da metodologia usada para demonstrar as modificações do vento que ocorrem à escala regional/local e no CAPÍTULO 6, apresentam-se as actividades de experimentação realizadas no túnel aerodinâmico do Laboratório Nacional de Engenharia Civil (LNEC), com uma maqueta de parte do

bairro de Telheiras (escala local), que permitiram validar alguns dos resultados obtidos com os modelos numéricos, conhecer os campos de vento em torno dos edifícios e os perfis do vento em altura, em diversas tipologias urbanas desse bairro do norte da cidade.

Na PARTE II deste trabalho, estudam-se as principais características térmicas das superfícies de Lisboa, dando-se especial destaque à ilha de calor de superfície e ao balanço energético em vários locais de Lisboa, a partir de imagens derivadas do satélite NOAA AVHRR 14 e LANDSAT 5 TM. No capítulo 7, apresenta-se uma breve introdução ao conceito de detecção remota dando uma visão pouco difundida, mas com “força de lei internacional”, que é proposta numa resolução da ONU. Este texto destaca a utilização das imagens da Terra obtidas a partir do Espaço, como forma de melhoramento da gestão dos recursos naturais e do uso do solo e a protecção ambiental, em benefício de todos os países, sobretudo os que se encontram em vias de desenvolvimento, de acordo com as leis internacionais previstas na Carta das Nações Unidas. De seguida recorre-se a vários conceitos físicos para enunciar as fontes de energia, os modelos de radiação e regiões do espectro electromagnético mais utilizados na detecção remota, para mostrar a natureza da informação utilizada, suas vantagens e limitações. Termina-se o capítulo com um breve historial dos trabalhos de detecção remota efectuados por geógrafos no domínio da climatologia de Portugal.

Depois de clarificar os vários conceitos e tipos de ilha de calor urbano, mostra-se o ritmo da ilha de calor de superfície de Lisboa. O estudo foi efectuado a partir das temperaturas de superfície bi-diárias (nocturnas e diurnas), obtidas no Instituto Aeroespacial da Alemanha (DLR) referentes a um ano, entre Agosto de 1988 e Julho de 1999 (CAPÍTULO 8).

No CAPÍTULO 9, apresenta-se um esquema metodológico para a operacionalização do balanço radiativo e energético a partir de imagens LANDSAT TM. Este esquema compreende a utilização de diversos algoritmos para a determinação dos termos do balanço energético em vertentes e superfícies planas (VDI, 1994) e os fluxos de calor sensível, latente e calor armazenado num dia sem nuvens, correspondente à hora da passagem do satélite sobre Lisboa (aproximadamente às 10:00 horas, tempo local).

No final apresentam-se as conclusões a que se chegou com esta dissertação, enumerando algumas linhas de rumo a seguir em futuros trabalhos.

1.2 BREVE ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO DE LISBOA

Devido à sua posição privilegiada, no sul de uma península, e ao relevo, Lisboa possui características que determinam um conjunto complexo de climas. O vento depende das influências conjugadas de vários factores geográficos: para além da proximidade do oceano Atlântico e do estuário do Tejo (fig. i), numerosos obstáculos se interpõem-se entre o oceano e a cidade. A ocidente a serra de Sintra com uma altitude que supera os 500 m e, a noroeste, a serra da Carregueira, com elevações mais baixas, que pontualmente ultrapassam os 350 m e raramente atingem os 400 m. Bordejando a cidade a norte, a vasta depressão de Loures com cerca de 50 km² poderá também modificar os campos de vento sobre a cidade, canalizando para sul e sudeste uma parte do fluxo de ar à superfície através do rio Trancão até ao Tejo e para sudoeste para a parte ocidental da cidade.

Já envolvido pela cidade em expansão, Monsanto (com 227 m de altitude máxima), constitui outro importante obstáculo à penetração do ar marítimo. Apenas separadas de Monsanto pelo "gargalo" do Tejo, as colinas de Almada contribuem igualmente para o isolamento de Lisboa em relação ao oceano (ALCOFORADO, 1987).

No norte da cidade, desenvolve-se um nível de erosão entre 100 m e 160 m de altitude (conhecido vulgarmente pelo planalto), local que foi aproveitado para construir o aeroporto da Portela. A altitude diminui para sul, onde são conservados restos desta antiga superfície na Penha de França (74 m), no Castelo de S. Jorge (106 m), Campolide e Campo de Ourique (≈ 100 m e 120 m). Os vales que entalham esta superfície têm geralmente uma orientação norte/sul, são profundos e de vertente inclinadas. Têm a particularidade de serem ocupados pelas principais linhas de tráfego da cidade. De oeste para leste encontramos sucessivamente: o vale de Algés, que limita Monsanto a ocidente, o de Alcântara (onde actualmente passa a Av. de Ceuta), o de S. Bento (onde desemboca a Rua D. Carlos I), o da Baixa que resulta da confluência de dois outros (que são acompanhados pelas avenidas da Liberdade e Almirante Reis), o vale Escuro (cuja

vertente nordeste é seguida pela rua Mouzinho de Albuquerque); e o de Xabregas. Mais a oriente os vales de Chelas e de Cabo Ruivo (alguns troços deste dois últimos inflectem para sudeste, em direcção ao Tejo). A norte de Monsanto, os vales de Benfica e da Luz formam uma das recentes áreas de expansão da cidade (ALCOFORADO, 1992).

Nos CAPÍTULOS 4 e 5 e 9 serão dadas informações mais detalhadas sobre a morfologia de Lisboa, nos locais objecto de estudo.

1.3 ESCALAS CLIMÁTICAS CONSIDERADAS NESTE TRABALHO.

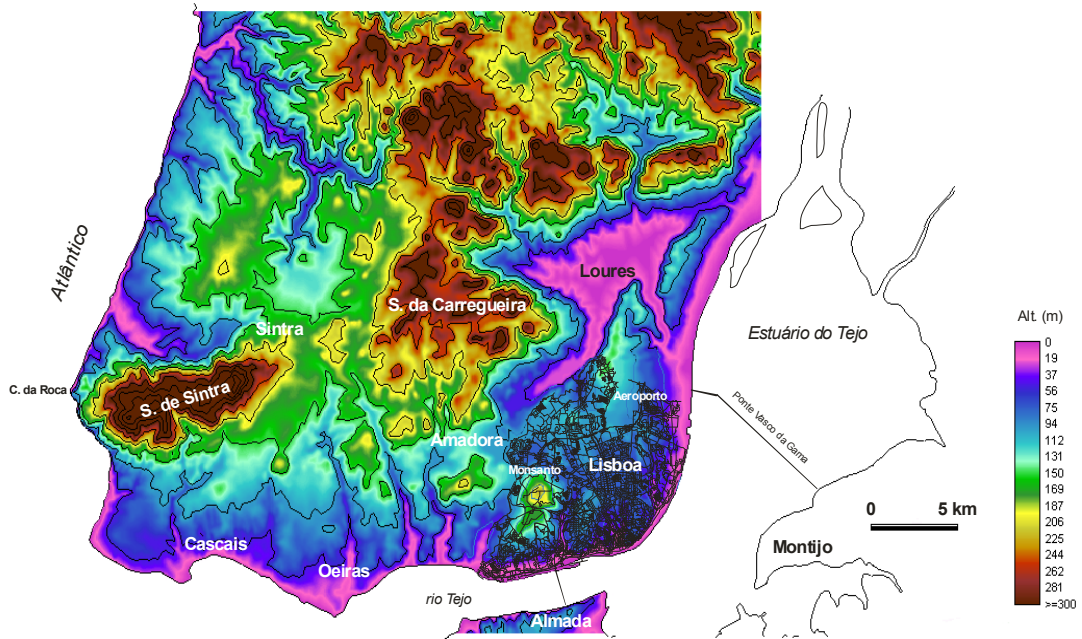
As escalas climáticas foram já definidas por vários autores (YOSHINO, 1977, OKE, 1987, ALCOFORADO, 1992, LOPES, 1994). Apresenta-se, portanto, um resumo da classificação de alguns dos fenómenos meteorológicos e climáticos segundo as suas escalas típicas de acção (alcance em altitude e extensão - fig. ii). A escala temporal será revista apenas para o vento através do seu espectro¹ (fig. iii).

Apesar da definição das escalas ser um tema de debate entre todos os que estudam os fenómenos atmosféricos (Meteorologistas, Geógrafos/Climatologistas, Físicos da Atmosfera, Engenheiros, etc.) e de difícil delimitação, a questão central reside, na maior parte dos casos, na nomenclatura própria de cada ciência. No entanto, dada a ausência de um critério único, cada autor vê-se na obrigação de esclarecer o seu ponto de vista pessoal (ALCOFORADO, 1992), aumentando a lista de critérios e subdivisões já existentes, apesar da unanimidade quanto a duas delas: macro e microclima (YOSHINO, 1975), também designadas por macro e micrometeorológicas.

Nesta investigação, as escalas de análise correspondem às grandezas apresentadas na figura ii entre os fenómenos 7 e 11². Englobam as escalas regional/local (quando se estuda o conjunto da cidade de Lisboa, ou alguns locais característicos) e microclimática (o estudo de uma parte do bairro de Telheiras em túnel aerodinâmico).

¹ Mais precisamente da sua função de densidade espectral de potência.

² Embora os exemplos apresentados na figura ii não sejam todos objecto de investigação, podem ser alvo de referência neste trabalho, como por exemplo as brisas marítimas e estuarinas, que têm uma importância fundamental no clima da cidade de Lisboa.








				
Áreas urbanas densas	Áreas suburbanas	"Matas" densas	Áreas verdes menos densas	Áreas de culturas
Exemplos: Lisboa	Cascais	Monsanto	Carregueira	Lezíria

Fig. i - Lisboa e os seus arredores. Em cima representação do relevo e alguns dos locais mais importantes da Área Metropolitana. Em baixo uma imagem SPOT2 HRV1 multi-espectral de 1 de Julho de 1991 (composição em falsa cor, com alguns exemplos de localidades e tipos de ocupação do solo).

Na primeira dominam a topografia e o atrito provocado pela rugosidade da cidade³. As escalas típicas horizontais atingem a dezena de quilómetros (complexo citadino e a sua envolvente), enquanto em altura correspondem ao topo da camada limite (tipicamente 1 km). As características desta camada serão apresentadas mais adiante. O atrito da superfície aos movimentos atmosféricos na cidade não deverão ser ignorados, já que são a base de uma grande parte das modificações climáticas aí observadas.

Na escala microclimática impera, sobreposta ao escoamento médio, a turbulência de pequena escala, com movimentos turbilhonares do fluxo que têm um alcance típico limitado a algumas centenas de metros e uma duração na ordem das dezenas de segundos (canto inferior esquerdo da figura).

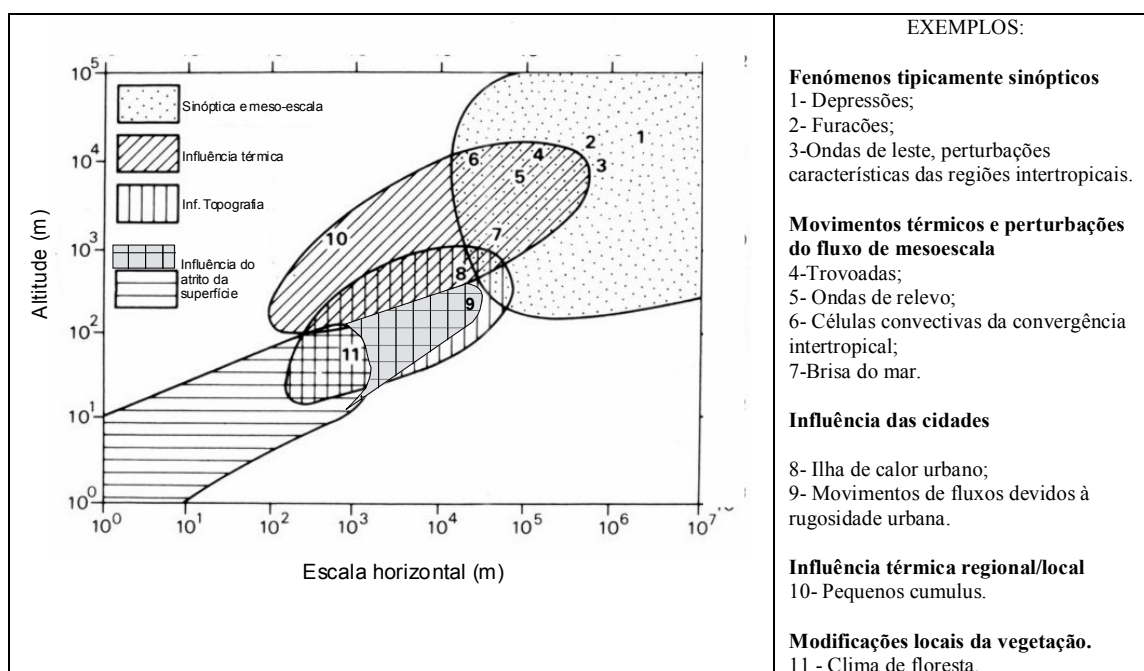


Fig. ii - Alcance típico (em altitude e extensão) de vários fenômenos meteorológicos e climáticos no globo (adaptado de BARRY e CHORLEY, 1992). O atrito da superfície na cidade não deve ser ignorado já que é a base de uma grande parte das modificações no movimento do fluxo. Por isso prolongou-se a mancha referente à influência do atrito da superfície até ao exemplo 9 (quadrados a cinzento).

Um processo conveniente de classificação das escalas temporais, associadas ao vento, consiste em considerar este parâmetro meteorológico como a sobreposição de movimentos independentes que vão desde alguns milhares de quilómetros, como os

³ Em trabalhos futuros pretende-se conjugar as questões térmicas com os resultados agora obtidos.

associados a centros de baixa pressão e anticiclones, a alguns milímetros, como os ocasionados pela rugosidade local (SARAIVA, 1983). A sua representação em termos de duração temporal, baseada na teoria estatística de turbulência, constitui o chamado espectro do vento atmosférico (fig. iii).

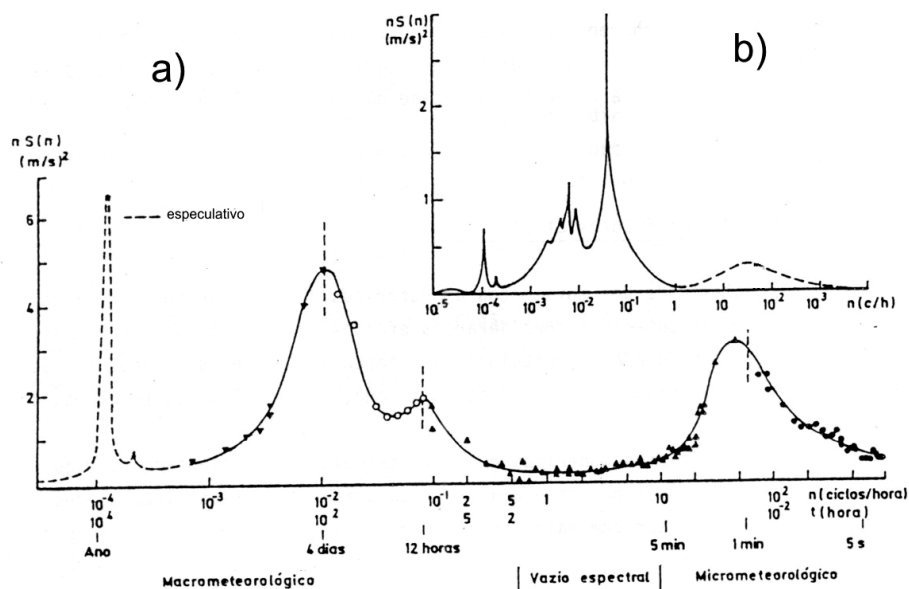


Fig. iii - Espectro do vento atmosférico (ver nota de rodapé 1) e escalas meteo-climáticas temporais associadas a cada flutuação da função de densidade espectral de potência (extraído de SARAIVA, 1983).

A representação no domínio da frequências das flutuações da velocidade do vento horizontal, primeiramente estabelecido por VAN DER HOVEN (fig. iii a), mostra três picos de frequência bem marcados: um equivalente a aproximadamente 4 dias (escala macrometeorológica ou sinóptica), outro cerca das 12 horas (escala mesometeorológica) e um terceiro, inferior a uma hora e centrado no minuto (escala micrometeorológica)⁴. O primeiro máximo está associado às mudanças dos sistemas meteorológicos ligados à frente polar nos climas temperados, o segundo às variações diárias do vento e o terceiro à turbulência atmosférica (regime de rajada) (INSTITUT FÜR INDUSTRIEAERODYNAMIK GmbH, 1993). Entre as escalas meso e micrometeorológica existe um vazio espectral, compreendido, em termos de escalas temporais, entre 1 e 8 horas.

⁴ Optou-se por incluir aqui a nomenclatura do autor citado (SARAIVA, 1983).

Na figura aparecem dois outros picos, então considerados especulativos: um de grande amplitude, centrado no ano e outro, mais pequeno, correspondendo a seis meses. Não é difícil perceber estes picos se se considerarem os fenómenos naturais que afectam o clima, o movimento de translação da Terra (um ano) e a inclinação do seu eixo (seis meses). Facilmente se percebe o período das doze horas (sucessão dos dias e das noites), mas a sucessão dos dias (24 horas) não é visível na figura iii a, porque as medições foram efectuadas a uma altura em que esse efeito não se faz sentir. Medições mais recentes (fig. iii b) confirmam a existência deste pico máximo diário e dos picos semestral e anual (SARAIVA, 1983). Justificar o período em torno dos 4 a 6 dias para as regiões temperadas é igualmente possível em termos físicos, mas entende-se estar para além dos objectivos do presente trabalho, em que se consideraram duas escalas climáticas: a escala regional/local (em certa medida encontram-se nos limiares da escala mesoclimática) e a microclimática. Na primeira foram abordados os temas da modificação dos campos de vento com o crescimento da cidade, o ritmo e intensidade da ilha de calor de superfície e o balanço energético em vários locais de Lisboa (CAPÍTULOS 5, 8 e 9), tendo a Microclimatologia do vento no bairro de Telheiras sido estudada em túnel aerodinâmico e os seus resultados apresentados no CAPÍTULO 6.

2. CLIMA URBANO E DESENVOLVIMENTO SUSTENTADO DAS CIDADES

O “Desenvolvimento Sustentado” (DS) tem sido um tema de debate nos últimos anos. No entanto, este conceito nunca foi definido com precisão, embora seja consensual que deve haver um compromisso de desenvolvimento (um conjunto de objectivos desejados por uma sociedade), que se deve manter num nível tal que não prejudique o ambiente natural. Este conceito tenta conciliar duas posições distintas na sociedade (uma económica e outra ambiental), depois dos anos noventa do século XX terem sido favoráveis às correntes ambientalistas. O despertar de alguns problemas globais para a humanidade (a depleção do ozono estratosférico, o aumento dos gases de estufa e as alterações climáticas, os efeitos da poluição na saúde humana, entre outros,) tiveram repercussões na opinião pública mundial e levaram à assinatura de várias

convenções e protocolos que tiveram uma mediatização sem precedentes (Rio de Janeiro, 1992, Kyoto, 1997, etc.), mas cuja eficácia ainda não se fez notar.

O desenvolvimento sustentado sugere que as actividades económicas sejam planeadas de modo a minimizar o impacto do excessivo uso dos recursos naturais a longo prazo. O desafio é constante e deverá garantir que as gerações futuras tenham à sua disposição, no mínimo, a mesma quantidade de recursos naturais que actualmente existem (BREHENY, 1992).

Nos últimos anos o debate tem-se centrado nas questões dos ambientes naturais, apesar das cidades serem um dos principais factores de degradação ambiental. Mas este meio que o Homem constrói e constantemente modifica, também pode ser visto como um importante recurso, que deve ser protegido. Se se transpuser a noção de DS para “Desenvolvimento Urbano Sustentado” (DUS), deve-se manter a ideia da manutenção dos recursos urbanos existentes. Há muitas actividades citadinas (indústria, habitação, transporte, etc.), que consomem grandes quantidades de recursos naturais contribuindo assim para a degradação ambiental. O grande desafio actualmente é conseguir manter o desenvolvimento dessas actividades de uma forma sustentável, sem pôr em causa o ambiente no seu todo, já que uma grande parte dos recursos consumidos pelas cidades são externos. Serão as cidades do futuro tecnologicamente auto-suficientes ao ponto de não necessitarem de recursos naturais exteriores, que lhes degradam o ambiente?

Uma das questões essenciais da sustentabilidade urbana diz respeito à eficiência energética, outra é a qualidade de vida dos seus habitantes. Para haver uma eficiência energética, advoga-se frequentemente a redução do tráfego automóvel (e consequentemente do consumo de combustível) e o aumento dos padrões de construção de modo a reduzir o consumo doméstico e industrial de energia.

No caso da construção, muito há a fazer, não a nível legislativo, já que Portugal tem uma regulamentação técnica suficiente no que diz respeito ao comportamento térmico dos edificios (D.G.E. 2000), mas ao nível de fiscalização, que parece ser pouco eficaz. No momento em que escrevo estas linhas (Setembro de 2003), vem mais uma notícia no jornal “*Público on line*” que refere um estudo elaborado por uma equipa do *University College de Dublin*, na Irlanda, que analisou os índices de mortalidade de 14

países durante dez anos. Nesse estudo, conclui-se que Portugal é o país da Europa onde a mortalidade devida ao frio é mais elevada⁵. Uma parte será devida a condições do estado de saúde da população, cada vez mais envelhecida, mas é certo que a larga maioria das nossas habitações não estão preparadas para vagas de frio prolongadas. A própria “Regulamentação das Características do Comportamento Térmico dos Edifícios”, Decreto-Lei n.º 40/90, admite que “os edifícios em Portugal são em geral muito desconfortáveis: frios no Inverno e quentes no Verão” (DGA 2000). Falta a confirmação científica.

Quanto ao tráfego automóvel, pode-se argumentar que o aumento de impostos sobre os combustíveis e a introdução de reconversores catalíticos dos motores automóveis terão maior impacto nos padrões de consumo do que o rearranjo urbano em novas áreas de construção. As vantagens directas daquelas medidas seriam a diminuição da poluição, nomeadamente dos gases que potencializam o efeito de estufa, e dos consumos de energia. O aumento dos impostos poderia ser canalizado na investigação de novas formas sustentadas de consumo urbano (seria politicamente possível canalizar estes fundos na reconversão urbana?).

No entanto têm sido infrutíferas as tentativas de reduzir o transporte individual automóvel, porque há uma grande resistência por parte dos cidadãos (incluindo os que vivem no subúrbios), com o argumento de que isso reduziria a sua mobilidade e que os transportes públicos não respondem às suas necessidades. Os operadores de transportes contrapõem, dizendo que com as condições de tráfego desordenado e caótico, que actualmente se verificam nas cidades, os tempos de percurso entre dois pontos não podem ser diminuídos. É um efeito “bola de neve”, com os decisores políticos argumentando que são os habitantes dos subúrbios e não os da cidade quem mais polui e congestionam o tráfego.

Um dos debates propostos para minimizar a crise energética foi promovida pela Comissão Europeia através do “Livro Verde sobre o Desenvolvimento Urbano” de 1990. BREHENY (1992) comenta este documento, em que se advoga o aumento da

⁵ Como ainda não se teve acesso ao referido artigo publicado no “*Journal of Epidemiology and Community Health*”, fica aqui a referência, não sendo utilizado como argumento científico. No entanto, já noutro trabalho se tinha abordado esta questão (LOPES, 1998), que se retoma, sob o ponto de vista teórico, no CAPÍTULO 2.

densidade urbana e a compactação da cidade. Isto levaria ao encurtamento dos trajectos, à menor ocupação dos terrenos dos subúrbios e à preferência dos transportes públicos em detrimento dos de uso individual. O autor citado coloca, no entanto, algumas reservas a esta ideia, argumentando que é difícil incrementar os transportes públicos no centro das cidades, já que estes são os locais mais congestionados. O aumento do tempo de permanência no transporte devido ao congestionamento do tráfego aumentaria o consumo de combustível e conseqüentemente a emissão de dióxido de carbono e poluentes gasosos. A questão da diminuição dos percursos em cidades “compactas” também é questionada e a sua aplicação em certos países poderá não ser realista, porque o aumento da mobilidade dos cidadãos se faz cada vez mais entre subúrbios e não só para o centro da cidade.

Segundo o Livro Verde para o Desenvolvimento Urbano, as cidades não deverão crescer para além das suas fronteiras. A curto prazo, não será possível remodelar as áreas consolidadas, excepto pontualmente, podendo a possível compactação ocorrer nas zonas em reconversão ou em reestruturação urbana (expectantes), normalmente na periferia. A cidade compacta e o desenvolvimento urbano sustentado, tal como foi definido anteriormente, não são ideias incompatíveis, pelo menos até se provar o contrário. É uma questão que se deve pensar no contexto do ambiente e especialmente do clima urbano.

Outra questão fundamental é o crescimento populacional nas cidades. Segundo um relatório da ONU (*World Urbanization Prospects: the 1999 Revision*), a maior parte do crescimento populacional no mundo, entre 2000 e 2030, deverá ocorrer nas cidades, onde se prevê que, no final deste período, existam mais dois mil milhões de pessoas. Dos 2,9 mil milhões (m. M.) actuais em áreas urbanas, passar-se-á para 4,9 m. M. É claro que o grande aumento será nas cidades dos países em vias de desenvolvimento, de 1,9 m. M em 2000 para 3,9 m. M. em 2030, enquanto nos países mais desenvolvidos o crescimento durante esse período será mais lento (de 0,9 para 1,0 m. M.). Em termos percentuais isto traduz-se num crescimento anual médio de cerca de 1,8%, o que, a este ritmo, corresponde à duplicação da população urbana mundial ao fim de 38 anos. O contraste é evidente com o crescimento da população nas áreas rurais dos países menos desenvolvidos (0,1% no período considerado). Segundo dados do *Population Reference*

Bureau, citados por ARNFIELD (2003), em 2007 é estimado que metade da população mundial habite em áreas urbanas. Segundo o relatório da ONU, em 2030 a percentagem de população a residir em áreas urbanas ultrapassará 81%. Serão estes números realistas?

O mesmo relatório mostra as transformações ocorridas em Portugal nos últimos 50 anos. Passámos de um país marcadamente rural, que tinha 19,2% de habitantes urbanos em 1950, para um “país urbano” com quase 47% em 1990. Esse valor subiu para 63% em 1999, muito próximo do estimado para 2000 no sul da Europa (66,4%).

O último Recenseamento da População e Habitação (INE, 2001) refere que a área de Lisboa (NUTS II) tem actualmente uma população de 1 947 261 habitantes e a cidade 564 657 habitantes. Poderá a área urbana crescer ainda mais nos próximos anos?

Actualmente, as principais preocupações ambientais centram-se nos gases que contribuem para o aumento do efeito de estufa (GEE), sobretudo o CO₂. Discutem-se as formas de implementação do protocolo de Quioto e escrevem-se relatórios completíssimos sobre as alterações climáticas globais. Pode-se citar o exemplo recente do relatório síntese do “Plano Nacional para as Alterações Climáticas” (INSTITUTO DE AMBIENTE, 2003) onde estão inscritos os seus objectivos: a definição de cenários de comportamento da economia e das emissões dos GEE para o período de cumprimento do Protocolo de Quioto (2008-2012); o esforço de redução do CO₂; identificação para controlo e redução dos GEE, atendendo à eficácia económica, ambiental, incentivo à inovação tecnológica, equidade de distribuição de rendimentos, políticas sectoriais, exequibilidade política e administrativa e aceitação dos agentes envolvidos..... No que diz respeito às necessidades de transformação em meio urbano, apenas são mencionados os esforços nos transportes públicos, nomeadamente a construção do Metro do Porto, do Sul do Tejo, do Mondego e a ampliação da frota de veículos movidos a gás natural nas empresas de transportes de Lisboa e Porto, a eficiência energética dos edifícios e a reciclagem dos resíduos urbanos. Em concreto pouco se sabe. As preocupações são sobretudo sectoriais e não se observa uma preocupação global. Nenhuma menção é feita directamente à estrutura da cidade, no seu todo, ou em partes, com factor modificador do clima.

Já se demonstrou claramente que as actividades humanas modificam a atmosfera urbana e que se suspeita alterarem o estado global da atmosfera com possíveis impactos nas alterações climáticas globais no futuro. A introdução de novos materiais de construção, alteração de volumetrias, as emissões de calor, humidade e poluentes, são os factores envolvidos mais importantes. Conjuntamente, criam novas condições aerodinâmicas, térmicas, radiativas e higrométricas, numa camada limite atmosférica carregada de aerossóis e gases. Estes modificam os fluxos de calor, de massa e quantidade de movimento, balanços que possuíam características diferentes antes da instalação da cidade. A atmosfera poluída interfere na transmissão de energia solar e de radiação infravermelha. Os ventos são modificados pelo aumento da rugosidade. Devido a múltiplos factores, a cidade encontra-se geralmente mais quente do que as áreas rurais adjacentes, sobretudo durante a noite, originando aquilo a que vulgarmente chamamos “ilha de calor urbano”. Em certos locais do globo, este padrão térmico pode ser uma vantagem, noutros um inconveniente.

“O melhoramento local da qualidade do ar e o aumento da eficiência energética e do uso da água nas cidades automaticamente contribui para a mitigação dos problemas globais. De todos os argumentos apresentados é curioso que as cidades estejam ausentes da discussão sobre as alterações globais e não constem dos exercícios de simulação do IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*). Esta aparente miopia tem de ser rectificada. As cidades não são somente as maiores fontes de problemas, também fazem parte do processo e são consequência das alterações” (OKE, 1997).

O desenvolvimento sustentado da cidade de Lisboa, que todos desejamos, deverá passar pelo conhecimento dos fenómenos que resultam da interacção entre as superfícies e a atmosfera urbana. Conhecer as modificações produzidas nessa atmosfera pelos espaços construídos é o modesto contributo que quero dar à cidade em que nasci.

PARTE I

**MODIFICAÇÕES NOS CAMPOS DE VENTO DE LISBOA
INDUZIDOS PELO CRESCIMENTO URBANO**

CAPÍTULO 1

O VENTO EM MEIO URBANO

1. INTRODUÇÃO

Os ventos são movimentos de massas de ar na atmosfera. A variação da temperatura da atmosfera (seja devido à latitude ou a efeitos locais) produz uma variação de massa volúmica do ar e, portanto, uma variação de pressão que é, em primeiro lugar, responsável por esse movimento.

Entre este princípio global e o movimento do ar junto à superfície sobre as cidades (que é o objecto de estudo neste trabalho), há todo um conjunto de fenómenos cuja descrição teórica tem sido suficientemente divulgada em variadíssimos “manuais”, para os quais se remete (por exemplo, BARRY e CHORLEY, 1992; MORAN e MORGAN, 1997; AHRENS, 2000; STULL, 2000; MIRANDA, 2001, só para citar alguns autores e edições mais recentes).

Neste capítulo ir-se-ão abordar alguns dos aspectos mais importantes relacionados com o vento junto à superfície da Terra, numa camada onde os efeitos dessa superfície se fazem sentir de forma particular e que é conhecida por Camada Limite da Atmosfera (CLA).

Faz-se ainda uma breve referência às condições de estabilidade atmosférica nesta camada (designada em inglês por *Atmospheric Boundary Layer*), porque os modelos numéricos utilizados no CAPÍTULO 5 pressupõem determinadas condições que serão referidas no momento próprio.

2. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

2.1 CONCEITO, DEFINIÇÃO E ESTRUTURA DE CLA.

O conceito de camada limite é atribuído a Froude⁶, que em 1870 levou a cabo uma série de experiências para estudar as forças de atrito e resistência de um prato fino e plano quando posto em movimento sobre uma superfície de água. O termo terá sido introduzido três décadas depois por Prandtl, ao estudar o escoamento de fluidos sobre superfícies sólidas.

Uma definição útil de CLA identifica-a como sendo a camada de ar imediatamente acima da superfície da Terra, cujos efeitos de atrito, aquecimento e arrefecimento são sentidos directamente à escala temporal inferior a um dia e onde os fluxos de quantidade de movimento, energia (nomeadamente calor) e massa são transportados e difundidos por movimentos turbulentos. A espessura da CLA é definida como a altura acima da superfície terrestre onde a velocidade atinge 99% da velocidade do escoamento não perturbado.

Na maioria dos casos o topo da CLA, sob condições convectivas, é geralmente bem definida pela existência de uma camada estável, abaixo de uma inversão térmica, que actua como tampão dos movimentos turbulentos vindos de baixo. Estes são incapazes de penetrá-la apesar de a continuarem a erodir, sobretudo quando o calor latente é libertado pelas partículas de ar que sobem.

⁶ Froude relacionou as forças de inércia com as forças gravíticas terrestres através de um parâmetro adimensional (segundo número de Froude), definido por $Fr_2 = \frac{u^2}{gL'}$, onde u é a velocidade do fluxo, g a gravidade e L' é um comprimento característico (escala) (*Eric Weisstein's World of Science*, www.scienceworld.wolfram.com).

A estrutura típica da CLA (fig. 1.1), em condições de estratificação neutra é composta (à semelhança dos que se observa experimentalmente num túnel aerodinâmico), por duas regiões distintas: a camada interna ou de superfície (*inner* ou *surface layer*) e a camada externa ou de Ekman (*outer layer*). Nesta, o fluxo apresenta uma fraca dependência da natureza da superfície e a rotação da Terra, que origina a força de Coriolis, é bastante importante (GARRAT, 1994).

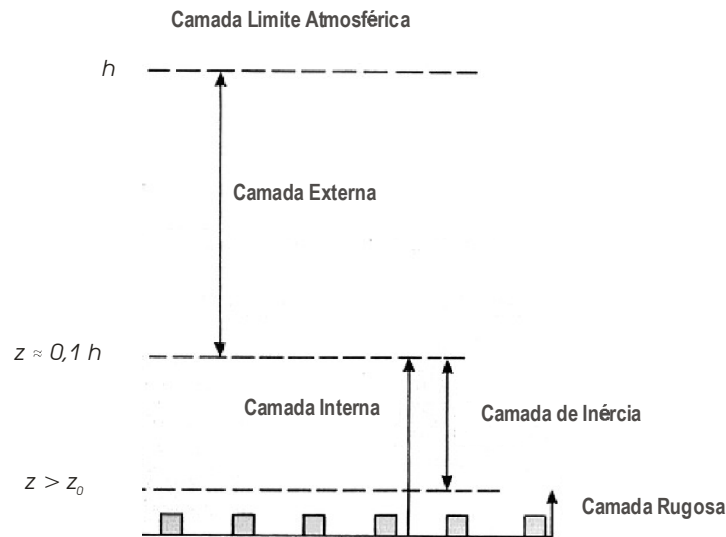


Fig. 1.1 - Estrutura da Camada Limite da Atmosfera (CLA) em condições de estabilidade neutra. h corresponde à altura total da CLA, z à altura das diferentes sub-camadas e z_0 à rugosidade (ver 5.2.1) (extraído de GARRAT, 1994).

2.2 AS CONDIÇÕES DE ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA NA CAMADA LIMITE

A estabilidade da atmosfera⁷ controla as características da Camada Limite Atmosférica afectando nomeadamente os seus perfis de temperatura e velocidade. Considere-se uma atmosfera *standard* representando ar ambiente e uma pequena parcela de ar a uma determinada altura, com determinadas características de pressão, temperatura e humidade. Nesse ponto, a parcela de ar tem a mesma temperatura da atmosfera ambiente que a rodeia e não sofre a influência de forças de impulsão

⁷ A estabilidade estática considera apenas as forças de impulsão para estimar a estabilidade do fluxo, enquanto a estabilidade dinâmica considera as forças de corte e as forças de impulsão. Assim um

(*buoyancy forces*). Para se determinar as condições de estabilidade estática na atmosfera tem de se observar o que aconteceria a essa parcela de ar se fosse forçada a movimentar-se para cima ou para baixo numa curta distância. Quando movida da sua posição inicial, a parcela de ar e o ar ambiente podem diferir na temperatura, dando origem a forças de impulsão⁸. Se essas forças actuarem no sentido de empurrarem a parcela de ar para o seu ponto de partida, a atmosfera encontra-se estaticamente estável. Na ausência de qualquer outra força, o fluxo tende a ser laminar e não turbulento. A estabilidade (nesse sentido) está associada a ventos fracos e uma superfície mais fria que o ar. Isto poderá ocorrer em noites de arrefecimento radiativo, calmas e sem nebulosidade, ou quando o ar mais quente passa sobre uma superfície mais fria durante o dia ou a noite. De noite as camadas de ar estável junto à superfície têm menos espessura (20 a 500 m) comparativamente com a instabilidade diurna.

Se a parcela de ar for impelida para longe do seu ponto inicial e continuar o seu movimento ascensional, o ambiente atmosférico é estaticamente instável. As regiões onde se forma a instabilidade são turbulentas. O ar instável junto ao solo está associado a ventos fracos e a uma superfície mais quente que a atmosfera adjacente. Pode ocorrer com frequência em dias sem nebulosidade e com bom tempo, ou quando o ar frio invade uma superfície mais quente durante o dia, ou à noite (STULL, 2000).

A instabilidade pode gerar uma CLA com 2 a 3 km de altura e mais de 5 km sobre os desertos quentes no pico do Verão quando o aquecimento da superfície é enorme. Na presença de nuvens do tipo cumulonimbos, onde a convecção é intensa, essa altura pode ser mesmo largamente ultrapassada (GARRAT, 1994).

A atmosfera diz-se neutra quando a variação de temperatura entre dois pontos, a alturas diferentes na atmosfera, for a mesma que se verifica na massa de ar que se desloca entre esses dois pontos (SARAIVA, 1983). Ou seja, é estaticamente neutra se a temperatura da parcela de ar que se move for igual à do ar ambiente que a rodeia. Ocorre com nebulosidade e ventos moderados a fortes. A influência da superfície, em

ambiente estaticamente estável pode-se tornar dinamicamente instável devido a mudanças na velocidade e direcção do vento em altura (STULL, 2000).

⁸ Em termos simples, se uma partícula ou parcela de ar se encontrar mais quente do que o volume de ar que a circunda à mesma altura ou pressão, tende a subir. Se se encontrar mais fria, tende a descer. Uma partícula ou parcela de ar que se encontre à mesma temperatura do ar envolvente não sofre flutuações.

termos de arrefecimento ou aquecimento, é mínimo. Os modelos numéricos utilizados no CAPÍTULO 5 assumem esta condição de atmosfera neutra.

As cidades são fontes geradoras de energia antrópica e poluição, factores que alteram o balanço energético e, por conseguinte, modificam facilmente as condições de estabilidade ou instabilidade atmosférica na camada limite que se lhes sobrepõe.

2.3 A CAMADA EXTERNA (OU DE EKMAN).

A estrutura da CLA é fortemente influenciada pelo ciclo diário do aquecimento e arrefecimento da superfície, da sua rugosidade e das nuvens presentes na atmosfera. Uma CLA instável e fortemente estratificada (convectiva) ocorre em condições de um forte aquecimento da superfície, que produz instabilidade através de “bolhas” térmicas ascendentes, ou quando se gera um movimento convectivo descendente pelo arrefecimento radiativo do topo das nuvens. A maior parte desta camada, que ocupa 90 % da altura total da CLA (fig. 1.1), é dominada pela convecção livre, envolvendo turbilhões de grande dimensão associados às bolhas térmicas (GARRAT, 1994).

De dia, quando o aquecimento da superfície cria condições de instabilidade, a camada externa de Ekman é dominada por movimentos convectivos e é também conhecida por camada de mistura. Quando se encontram na atmosfera grandes quantidades de poeiras, esporos, poluentes, etc., essa mistura pode ser tão eficiente que se forma uma névoa uniforme (OKE, 1987).

2.4 A CAMADA INTERNA OU DE SUPERFÍCIE

Na camada interna (ou de superfície) o fluxo de ar depende das características da superfície e é pouco afectado pela rotação da Terra. Existe uma transição entre a camada interna e externa que não é abrupta, com características aerodinâmicas das duas.

A camada interna encontra-se dividida em duas sub-camadas:

- a) Rugosa, *interfacial* ou *roughness sublayer* - sub-camada por cima da superfície terrestre onde se encontram os elementos rugosos, seja em terra ou no mar (fig. 1.1). A influência da superfície faz-se sentir directamente no fluxo de ar junto ao solo. A difusão molecular é um processo importante através do qual fluxos de energia e massa são trocados entre esses dois meios. O vento e as forças de atrito apresentam uma rotação negligenciável com a altura (GARRAT, 1994).

Imediatamente acima da superfície existe uma camada pelicular com uma espessura de apenas alguns milímetros onde o ar adere a todas as superfícies (escoamento laminar⁹).

Na restante camada rugosa os elementos de rugosidade existentes originam fluxos complexos à sua volta (vórtices e turbilhões). Estes movimentos tridimensionais dependem da forma, densidade e flexibilidade desse elementos (OKE, 1987).

- b) Por cima da camada rugosa encontra-se a sub-camada de inércia, cuja característica principal é apresentar um perfil de vento logarítmico em condições de estabilidade neutra (GARRAT, 1994).

Em resumo, na camada interna dominam os movimentos turbulentos de pequena escala e, por isso, o processo mais activo de transferência de energia é a difusividade turbilhonar (*eddy diffusivity*).

2.5 A ESTRUTURA DA CAMADA DE AR SOBRE A CIDADE

As características aerodinâmicas, radiativas e termo-higrométricas da atmosfera sofrem modificações significativas junto das áreas urbanas e, na perspectiva deste trabalho, as primeiras merecem aqui uma referência especial. À medida que o fluxo de ar escoar do campo para as áreas urbanas vai encontrar um conjunto diferente de

⁹ Escoamento laminar – Fluxo não turbulento de um fluido definido por “linhas” (*streamlines*) que são paralelas à superfície (OKE, 1987).

condições de fronteira ou camadas limite (fig. 1.2). As modificações introduzidas pela cidade, que ocorrem na camada interna, formam duas sub-camadas: uma que é comandada pela natureza da superfície urbana, a *Urban Boundary Layer* ou Atmosfera Urbana Superior e cujos fenômenos atmosféricos são de natureza local/regional (ou de meso-escala); uma segunda camada, localizada por baixo da linha dos topos dos edifícios, chamada *Urban Canopy Layer*, ou Atmosfera Urbana Inferior (ALCOFORADO, 1992). Esta camada é comandada por processos atmosféricos de micro escala ao nível das ruas (espaços entre os edifícios), conjunto ao qual se atribui a designação de *canyons* urbanos.

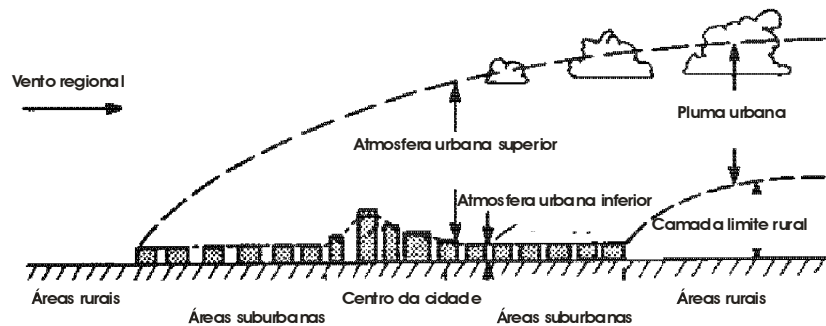


Fig. 1.2 – Estrutura da camada de ar sobre a cidade (extraído de OKE, 1987).

É o conjunto dos microclimas, cada um influenciado pelas características do seu espaço adjacente, que formam o mosaico do clima urbano. Neste invólucro tridimensional, composto pela Atmosfera Urbana Exterior e Inferior, ocorrem as principais trocas energéticas em meio urbano, sendo por isso fundamental o seu estudo. Do ponto de vista das actividades humanas é sobretudo importante a camada de ar abaixo dos edifícios pois aí se concentram cerca de 50% da população mundial.

3. OS PERFIS DO VENTO NA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA E A SUA MODIFICAÇÃO NAS CIDADES.

O campo de vento da camada limite atmosférica é controlado pelo balanço das forças de atrito¹⁰, exercidas pela superfície sobre o fluxo de ar e pelo gradiente de pressão atmosférica¹¹. O atrito retarda o fluxo de ar à medida que se aproxima da superfície, diminuindo a sua velocidade média horizontal. Na ausência de efeitos térmicos, a influência do atrito depende da rugosidade da superfície. A turbulência mistura continuamente o fluxo de ar das camadas mais baixas com o ar em movimento mais rápido em toda a CLA, de modo que toda ela é afectada pelo atrito da superfície (STULL, 2000).

A força exercida pelo ar em movimento sobre a superfície é chamada tensão de corte (*surface shearing stress* - τ) e é expressa como uma força por unidade de superfície (N/m² ou Pa). Esta força é oposta àquela exercida pela superfície na atmosfera (princípio da acção e reacção).

Dado que se pretende descrever (modelar) o campo de velocidades do ar através da camada em que as tensões de atrito são importantes, foi definida e é correntemente utilizada como escala, a velocidade de atrito u_* ,

$$u_*^2 = |\tau / \rho| \quad (1.1)$$

onde ρ é a massa volúmica do ar (também \dot{m} , ver equação 1.2). Valores típicos de u_* variam entre 0 (ventos muito fracos ou calma) e 1 a 2 m/s para ventos fortes. Valores para ventos moderados rondam 0,5 m/s.

A tensão de corte actua apenas na camada inferior e não no total da coluna de atmosfera, devido também à condição de fluidez do ar e é transmitida para baixo sob a

¹⁰ Força tangencial que actua num objecto e que se opõe ao escorregar desse objecto sobre uma superfície adjacente, com a qual está em contacto. A força de atrito é paralela à superfície e no sentido oposto ao movimento, ou ao movimento eminente (BUECHE e HECHT, 2000).

¹¹ À escala das grandes cidades as forças de Coriolis podem também desempenhar um papel importante, não na definição de velocidade do vento, mas na sua direcção.

forma de fluxo de quantidade de movimento (termo de transporte ou inércia, do inglês *momentum*). A quantidade de movimento contida num corpo é dado pelo produto da sua massa pela velocidade sendo, para o caso de um fluido, expressa pelo seu fluxo:

$$\text{Quantidade de movimento} = \dot{m} \cdot u \quad (1.2)$$

Para efeitos práticos pode-se considerar a massa volúmica do ar constante na camada superficial e o perfil de quantidade de movimento médio horizontal, em diferentes camadas, é proporcional ao quadrado da velocidade do vento, aumentando, portanto, mais rapidamente com a altura.

Devido ao efeito da convecção forçada gerada pela rugosidade da superfície e o atrito entre camadas da atmosfera que se deslocam a diferentes velocidades, formam-se turbilhões que se movem continuamente para cima e para baixo. Um turbilhão que se desloca de um nível superior na atmosfera para outro inferior provoca neste um aumento da quantidade de movimento e, portanto, de velocidade. Um anemómetro registará um aumento de vento no nível inferior sob a forma de rajada. Pelo contrário, uma subida turbilhonar de um nível inferior na atmosfera para outro superior seria observado como uma calma (quando registada a velocidade do vento horizontal). Devido ao aumento da velocidade do vento em altura, estes movimentos ascendentes e descendentes diferenciados traduzem-se num fluxo efectivo de quantidade de movimento no sentido descendente, que compensa as forças de atrito e mantém a estrutura da camada limite em termos médios.

Numa camada de ar turbulenta, a variação vertical do fluxo de quantidade de movimento horizontal médio é dado por:

$$\tau = \rho K_M \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (1.3)$$

em que K_M é a viscosidade turbilhonar ($m^2 s^{-1}$) e \bar{u} é a velocidade média¹².

Em condições de estabilidade neutra, onde as forças ascensionais são pouco importantes (as nuvens reduzem o aquecimento/arrefecimento radiativo da superfície e os ventos moderados a fortes promovem a mistura e não permitem uma forte estratificação térmica), a variação da velocidade média do vento com a altura é descrita por uma função logarítmica:

$$\frac{\bar{u}_z}{u_*} = \frac{1}{k} \ln \frac{u_* z}{v} + cte \quad (1.4)$$

O valor da constante (*cte*) depende da rugosidade da superfície e dado que se trata de uma função logarítmica pode demonstrar-se que é possível rescreve-la como:

$$\bar{u}_z = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0}$$

onde \bar{u}_z é a velocidade média do vento (m/s) na altura z , u_* é a velocidade de atrito, k a constante de VON KARMAN ($\approx 0,40$) e z_0 é o factor rugosidade (m). Este último parâmetro será pormenorizadamente explicado mais adiante, por ser uma variável fundamental nos modelos utilizados no CAPÍTULO 5.

Em condições de atmosfera neutra, os perfis típicos em altura apresentam diferenças consoante as superfícies que atravessam (fig. 1.3): em áreas abertas e planas o topo da camada limite (z_g), altura acima da qual a velocidade média do vento (\bar{u}) se mantém constante, é inferior à atingida nas áreas rurais, ligeiramente mais rugosas. Nas cidades, onde a rugosidade é mais elevada, as forças de atrito só são negligenciáveis a uma altura ainda mais elevada. Há, portanto, uma relação directa entre a rugosidade e a espessura da camada definida por z_g na atmosfera. O gradiente vertical da velocidade média do vento ($\partial \bar{u} / \partial z$) diminui com o aumento da rugosidade. Durante a ocorrência de

¹² A forma clássica de análise de um escoamento turbulento consiste em considerá-lo como a sobreposição ao escoamento médio das flutuações ocasionadas por um movimento turbilhonar que se lhe

ventos fracos, z_g depende da quantidade de convecção térmica gerada pela superfície: com o aquecimento da superfície este valor aumenta, ocorrendo o oposto com o arrefecimento.

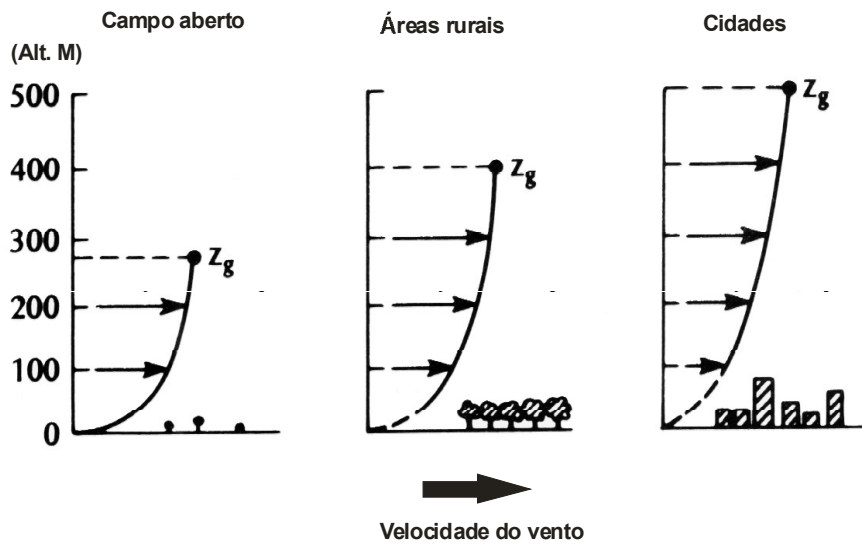


Fig. 1.3 – Perfis típicos do vento em condições de atmosfera neutra, sobre vários tipos de superfícies (extraído de OKE, 1987).

Os turbilhões gerados por convecção forçada devido ao atrito podem ser concebidos como movimentos circulares que aumentam de diâmetro com a altura (tridimensionais e com várias formas na realidade). Em condições de instabilidade, os movimentos turbilhonares e o fluxo de quantidade de movimento aumentam. Junto à superfície, os efeitos mecânicos dominam, mas a maior altura os efeitos térmicos tornam-se mais importantes, resultando num alongamento vertical dos turbilhões e redução do gradiente vertical do vento. Inversamente a estabilidade trava os movimentos verticais na atmosfera e comprime os turbilhões (OKE, 1987).

Os perfis de vento, que se acabaram de descrever, correspondem a situações típicas de atmosfera neutra usadas nos modelos numéricos e respondem ao perfil logarítmico do vento. No entanto, na realidade há um ciclo diário de estabilidade/instabilidade, que corresponde uma variação da velocidade do vento junto à

sobreposição. Desta forma é corrente exprimir a velocidade instantânea u como a soma $u = \bar{u} + u'$, onde \bar{u} é o valor médio no tempo e u' a flutuação. Note-se que por definição $\bar{u}' = 0$.

superfície (fig. 1.4). Considerando uma área plana e pouco rugosa, após o nascer do Sol (9:00 h), há uma camada de mistura pouco espessa, onde os ventos são uniformes em altura. À medida que o dia avança esta camada de mistura aumenta (15:00 h). Depois do pôr do sol (21:00 h) a intensidade da turbulência diminui e reduz-se a velocidade do vento junto ao solo, mas não em altura porque diminui o atrito entre as camadas de ar. Novamente com o nascer do Sol a turbulência aumenta a mistura vertical, iniciando-se novo ciclo.

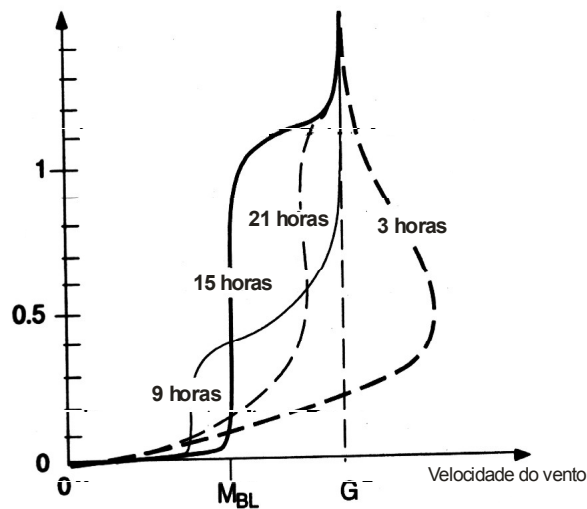


Fig. 1.4 – Perfis típicos do vento em condições de bom tempo sobre a terra. G - Velocidade média do vento geostrófico; M_{BL} - Velocidade média do vento na camada limite atmosférica (CLA) (adaptado de STULL, 2000).

4. MODIFICAÇÕES DO VENTO DE SUPERFÍCIE DEVIDAS AO RELEVO E À PROXIMIDADE DE GRANDES MASSAS DE ÁGUA.

O vento à superfície sofre a influência de variadíssimos factores, como o relevo, o contacto das grandes massas de água com a terra, ou as cidades. Pequenas diferenças na topografia podem gerar ventos bastante irregulares, ou canalizá-los quando surgem vales encaixados. Como se viu anteriormente, Lisboa conjuga todos os elementos que se acabou de referir. Por isso, convém abordar estes temas para melhor se entender os ventos na cidade.

4.1 OS VENTOS MODIFICADOS PELA TOPOGRAFIA

Começa-se por apresentar as leis físicas que regem o fluxo de ar, para compreender as modificações que aquele sofre quando encontra um obstáculo (seja uma montanha, uma colina, um prédio ou uma árvore) ou é canalizado por um vale, uma rua, ou apenas por uma passagem inferior sob um edifício.

Análoga à equação horizontal do movimento, a segunda lei de NEWTON pode ser usada para desenvolver uma equação de movimento para obter a variação da componente vertical de velocidade.

$$\frac{\Delta W}{\Delta t} = \underbrace{-U \frac{\Delta W}{\Delta x}}_{\text{Variação local}} \underbrace{- V \frac{\Delta W}{\Delta y}}_{\text{Advecção}} \underbrace{- \frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta z}}_{\text{Gradiente de pressão}} \underbrace{+ g}_{\text{Gravidade}} \underbrace{- \frac{F_z TD}{m}}_{\text{Atrito}} \quad (1.5)$$

O termo da direita corresponde à aceleração, U , V e W são as componentes cartesianas da velocidade nas direções x , y e z , P é a pressão, ρ é a massa volúmica do ar, t o tempo, g a aceleração da gravidade e $F_z TD$ representa as forças de atrito por unidade de massa m .

Considerando uma situação estacionária ($\Delta W/\Delta t = 0$), sem atrito turbulento, a equação de movimento vertical (combinada com a correspondente equação horizontal de movimento), pode ser resolvida para determinar a velocidade do ar ao longo de uma linha de corrente. A manipulação destas leis de movimento resulta na equação de Bernoulli:

$$C_B = \frac{1}{2}v^2 + \frac{P}{\rho} + |g| \cdot z \quad (1.6)$$

em que C_B é constante ao longo de uma determinada linha de corrente, v é a velocidade do fluxo, P a pressão, g a aceleração da gravidade e z a componente direccional na

vertical (altitude). O primeiro termo da direita corresponde à energia cinética¹³ por unidade de massa, o do meio representa o trabalho¹⁴ efectuado no ar armazenado sob a forma de pressão e o último é a energia potencial¹⁵. É importante notar que a equação de Bernoulli se baseia na conservação da energia ao longo de uma linha de fluxo. Ao longo desta, a energia pode ser convertida de uma forma para outra, desde que a soma do total de energia seja constante.

Quando o vento se aproxima de um obstáculo, uma parte do fluxo contorna o obstáculo. Se esse objecto for, por exemplo, uma parede, pelo menos uma das linhas de fluxo que embate no obstáculo desacelera até à velocidade 0. Este ponto é conhecido por ponto de estagnação (voltar-se-á a este tema mais adiante, com um exemplo do vento com uma direcção normal a um edifício). A pressão neste ponto (chamada pressão total - P_t) é mais elevada do que na parte do fluxo livre de obstáculos (pressão estática - P_s). Para um fluxo à mesma altura, os únicos termos que se modificam na equação de Bernoulli são a energia cinética e a pressão (STULL, 2000). A diferença entre P_t e P_s define a pressão dinâmica de escoamento não perturbado sendo fácil verificar que:

$$Pd = 1/2\rho v^2 \quad (1.7)$$

$$P_t - P_s = Pd \quad (1.8)$$

$$P_t = P_s + \frac{\rho}{2} v_s^2 \quad (1.9)$$

De notar que no caso da atmosfera a pressão tem na realidade dois termos: a atmosférica propriamente dita e a associada ao escoamento. A atmosférica compensa-se com a componente potencial em condições neutras.

¹³ A energia cinética é a energia que um corpo possui como consequência do seu movimento, expressa em Joule. $EC = \frac{1}{2} m \cdot v^2$, ou seja, é metade do produto da massa pelo quadrado da velocidade de um corpo (OKE, 1987).

¹⁴ O trabalho é a força que actua sobre um objecto que lhe causa movimento.

¹⁵ A energia potencial é a energia armazenada num corpo como consequência da sua posição no campo de gravidade. Numericamente corresponde ao trabalho requerido para trazer um corpo de um nível de referência (nível médio do mar para a sua posição actual (OKE, 1987). $EP = m \cdot g \cdot h$. Produto da massa (m), aceleração da gravidade (g) e altitude (h).

Este é o princípio de medição do fluxo de ar em túneis aerodinâmicos, com tubos de *Pitot-Prandtl*, a que se fará uma referência mais pormenorizada no CAPÍTULO 6.

Como se referiu anteriormente, cada elemento da paisagem, seja urbana ou não, modifica os campos de vento à superfície de modo que cada local possui as suas próprias condições de ventilação. Por isso é difícil generalizar os movimento do fluxo de ar em terrenos movimentados, podendo-se tipificar apenas alguns padrões de vento em função de elementos específicos do terreno.

Sobre superfícies planas e sem a interferência de outros elementos rugosos, o fluxo de ar adere à superfície. Mas quando esse fluxo passa sobre uma irregularidade não se ajusta perfeitamente à superfície topográfica e separa-se dela. É criada uma região de baixa pressão que gera movimentos turbilhonares a sotavento do obstáculo.

Os movimentos do ar em torno de elementos topográficos podem-se classificar de acordo com a existência ou não da separação do fluxo da superfície e com a sua inclinação.

Até 17° de inclinação das vertentes não ocorre a separação do fluxo de ar na superfície. A aceleração do vento ocorre com o aumento da altitude devido à contracção do fluxo na vertical. Junto do topo da elevação a sua velocidade é máxima (fig. 1.5). Inversamente, uma diminuição da altitude do relevo resulta num abrandamento do fluxo. Uma direcção coincidente com um "estreitamento topográfico" também pode provocar um aumento da velocidade do ar, com um máximo no centro desse estreitamento.

O modelo que se acabou de apresentar explica o chamado efeito Venturi. Quando o fluxo de ar é forçado a passar por uma abertura (como é apresentada na figura, no canto inferior direito), sofre uma aceleração pois tem que conservar a quantidade de massa que flui. Se houver uma inversão térmica que impeça o aumento da altura da camada de ar a que esse fluxo está sujeito, a conservação do volume de ar é dado pela equação:

$$v_d = \frac{D_s}{D_d} \cdot v_s \quad (1.10)$$

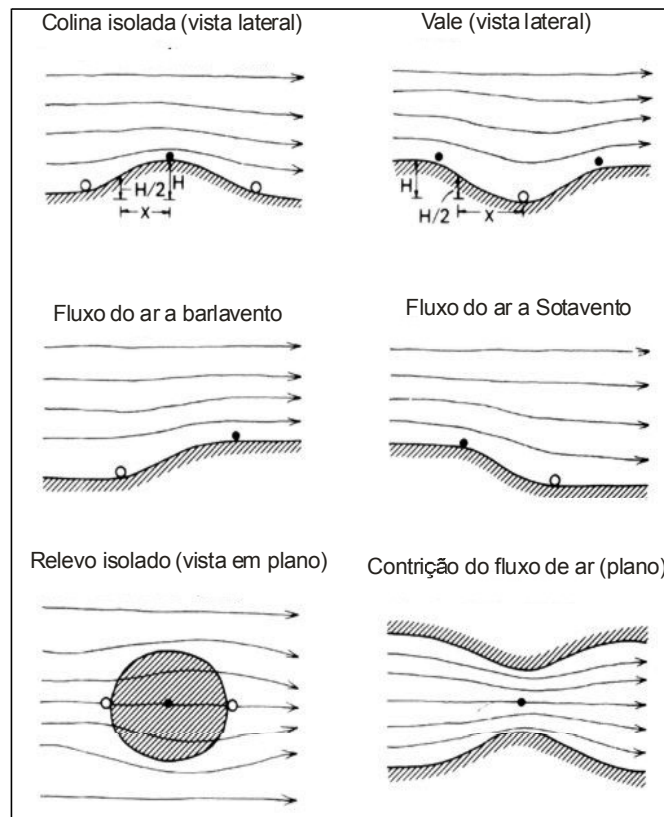


Fig. 1.5 - Fluxos de ar típicos em torno de relevos isolados em topografia moderada (declives inferiores a 17°). As setas indicam a direcção do fluxo. Os pontos a cheio mostram as áreas onde a velocidade média é máxima e os pontos brancos onde é mínima (extraído de OKE, 1987)

em que D_s é um parâmetro que representa a dimensão horizontal do fluxo, D_d a dimensão que sofre o estreitamento, e v_s a velocidade do vento antes de atingir o estreitamento. Para preservar a igualdade mostrada na equação, se D_s for superior a D_d , a velocidade dentro da área de estreitamento é maior do que à sua entrada. Apresenta-se um exemplo para se verificarem as grandezas envolvidas: sem considerar relevos próximos que possam causar outras perturbações, se numa banda de 20 km se verificar uma velocidade normal a um estreitamento do relevo com 10 km de largura na ordem dos 5 m/s, a velocidade aumentaria para 10 m/s. Ou seja, um estreitamento na ordem de metade da largura considerado na horizontal, provoca uma duplicação na velocidade do vento.

Se, segundo a equação de Bernoulli, a velocidade aumenta na área onde o relevo é mais estreito, então a pressão diminui se considerarmos não haver alterações na altura

que atinge a camada de ar desse fluxo. Poder-se-á estimar a diferença de pressão ΔP (definida como $P_t - P_s$), combinando as equação (1.9) e (1.10), resultando:

$$P_t - P_s = \frac{\rho}{2} \cdot v_s^2 \cdot \left[1 - \left(\frac{D_s}{D_d} \right)^2 \right] \quad (1.11)$$

Resolvendo o problema posto anteriormente e assumindo uma massa volúmica do ar constante de $1,2 \text{ kg/m}^3$ (para uma temperatura do ar entre 10 e 20°C e uma pressão atmosférica de 1000 hPa), obtém-se uma diminuição de pressão na ordem de 45 Pa na área de estreitamento do relevo.

Quando não ocorre separação do fluxo em condições de estabilidade neutra e a sua direcção é normal a formas topográficas simples, algumas experiências levaram TAYLOR E LEE (1984) a deduzir a “máxima amplificação” da velocidade do vento (citados por Oke, 1987):

$$\bar{u}_{\max}/\bar{u}_{\text{up}} = 1 + b (H/X) \quad (1.12)$$

onde \bar{u}_{up} é a velocidade média do vento que ascende uma colina num determinado ponto da superfície de referência; \bar{u}_{\max} a velocidade do vento no topo da colina; H a altura da colina; X corresponde a metade da altura da colina medida na horizontal a partir do topo da colina; b um valor obtido empiricamente: $2,0$ para a aceleração do vento considerando apenas duas dimensões (vista na vertical); $1,6$ para o cálculo de valores em várias locais da colina (vista tridimensionalmente); e $0,8$ considerando apenas o sector ascendente do relevo (figura 1.5).

Para áreas topograficamente deprimidas (por exemplo vales), utiliza-se a formulação inversa (máxima diminuição da velocidade do vento):

$$\bar{u}_{\min}/\bar{u}_{\text{up}} = 1 + b (H/X) \quad (1.13)$$

onde H , neste caso, é um valor negativo (figura 1.5).

A variação da velocidade do vento sobre colinas de fraco declive foi também demonstrada a partir dos resultados obtidos em experiências internacionais, efectuadas a partir de conjunto elevado de estações anemométricas colocadas a 10 m do solo, na colina de Askervein na Ilha de South Uist (situadas no arquipélago das Hébridias) na Escócia (MORTENSEN, 1993). Os dados experimentais permitiram esclarecer essa relação através de um parâmetro que constitui a aceleração relativa do vento (ΔS). Esta é definida como:

$$\Delta S = \frac{u_2 - u_1}{u_1} \quad (1.14)$$

sendo u_2 as velocidades de vento no topo e u_1 as velocidades medidas nas estações anemométricas colocadas ao longo da colina. Na figura 1.6 encontram-se representados alguns dos resultados das medições dos ventos comparados com os dados obtidos com modelos numéricos. A figura mostra que, no topo da colina, há uma variação positiva de cerca de 80% em relação à velocidade média nas áreas planas adjacentes. Imediatamente a barlavento existe uma variação negativa na velocidade média do vento de cerca de 20% e 40% a sotavento. Estes resultados estão de acordo com os trabalhos de referência de JACKSON e HUNT (1975), que referem que “*the greatest increases in the velocity very close to the ground and in the surface shear stress occur on the upper windward slope, close to the top of the hill (as one finds walking over hills). Downwind of the peak the velocity in the inner region decreases fairly rapid*”. Esta diferença poderá ficar a dever-se, provavelmente, à divergência horizontal do fluxo de ar a sotavento (BARRY E CHORLEY, 1992).

Na figura 1.7 os perfis logarítmicos do vento sobre a colina Askervein mostram como são distintas as velocidades acima do solo e a sua relação com as dimensões do relevo. Note-se que a linha da direita (que representa as medições no topo da colina), apresenta valores mais elevados de velocidade até ao ponto 1, altura típica da máxima velocidade relativa devida à convergência vertical.

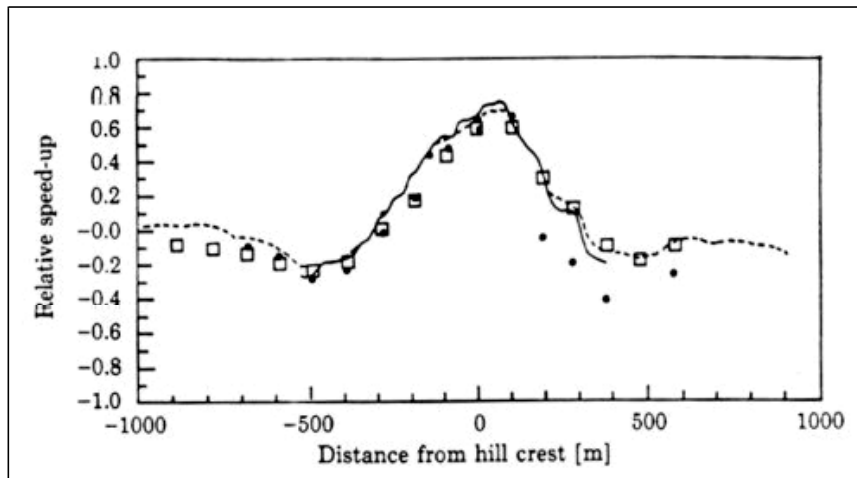


Fig. 1.6 - Aceleração relativa do vento medido a 10 m de altura do solo nas experiências de Askervein. Os pontos representam os valores medidos, enquanto os quadrados e as linhas resultam de modelos numéricos, entre eles o modelo utilizado no programa WAsP (extraído de MORTENSEN, 1993).

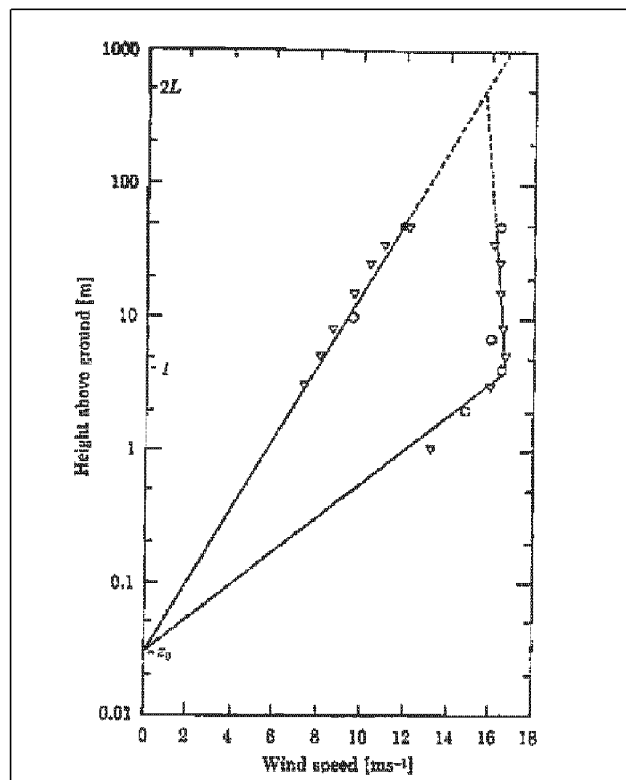


Fig. 1.7 - Perfis de vento obtidos nas experiências de Askervein. A linha da esquerda representa o perfil do sector barlavento da colina e a da direita representa as medições no topo da colina (extraído de MORTENSEN, 1993).

No caso apresentado o valor máximo de velocidade ocorre a 4 m do solo (cerca de 16 m/s - fig. 1.8). Acima desta altura o perfil é constante até tomar o mesmo valor de velocidade do perfil de vento na vertente a barlavento.

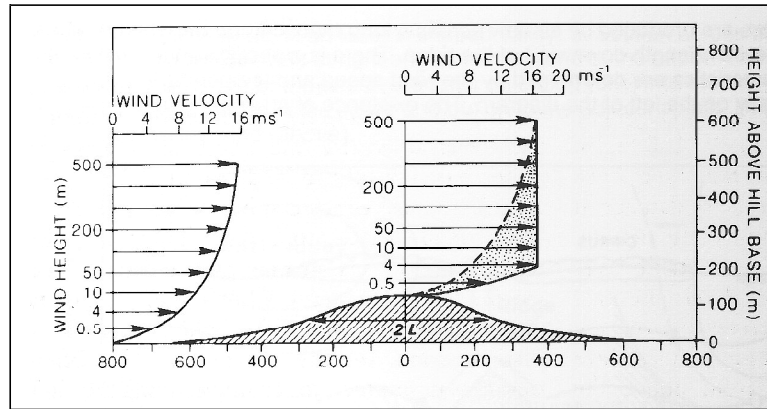


Fig. 1.8 - Perfis de vento obtidos nas experiências de Askervein (extraído de Barry e Chorley, 1992).

A aceleração do vento em certas áreas do relevo pode diminuir em condições de instabilidade, ou quando o fluxo não incide perpendicularmente às linha de maior declive. Em condições de estabilidade a aceleração/desaceleração podem ser amplificados por causa do fluxo ser restrito a uma camada de ar uniforme e menos espessa sobre o solo. A altura da camada de inversão térmica também pode ser importante porque o fluxo é comprimido entre o topo do relevo e a base da inversão. (Oke, 1987).

Se o fluxo de ar escoar sobre uma superfície que excede os 17° de inclinação, então ocorre a separação do fluxo da superfície, que é acompanhado por outras movimentações do ar secundárias (Fig. 1.9).

À medida que o fluxo se aproxima do relevo gera-se um aumento de pressão na vertente a barlavento (fig. 1.9 a), sendo máxima na sua parte superior. A maior parte do fluxo de ar tende a contornar o relevo, movimentando-se para a área de menor pressão. Como há aproximação das linhas de corrente no topo do relevo ocorre um aumento da velocidade do vento. No entanto, uma pequena parte desse mesmo fluxo de ar é deflectido e desce a vertente a barlavento (também no sentido das baixas pressões), formando um turbilhão a barlavento (*Bolster eddy*) junto à base. Nesta área, o vento é

fraco, turbulento e inconstante, e ocorre uma mudança de rumo junto à superfície, contrário ao fluxo de ar dominante. No topo do relevo ocorre uma nova separação do fluxo de ar, com a formação de novo turbilhão a sotavento, com as mesmas características do anterior.

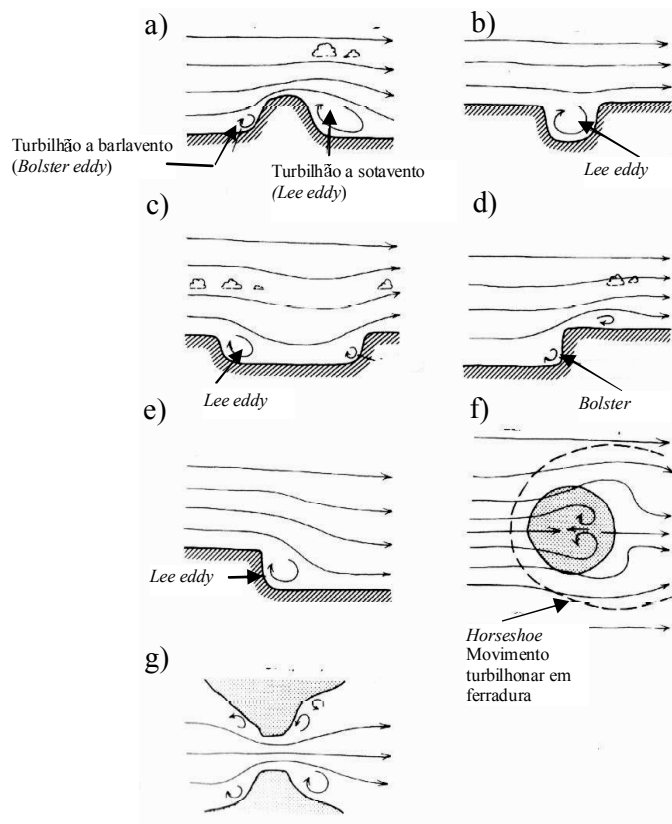


Fig. 1.9 - Fluxos de ar típicos em torno de relevos isolados com declives superiores a 17°. As setas indicam a direção do fluxo. (extraído de OKE, 1987)

O fluxo de ar que atravessa perpendicularmente um pequeno vale encaixado pode não sofrer uma separação acima da superfície, mas desencadear um fluxo secundário (*lee eddy*), caracterizado por um vento variável ou semi-estagnado no fundo do vale (fig. 1.9 b). Num vale aberto de maiores dimensões (c), a movimentação do ar no seu interior pode resultar da combinação dos fluxos gerados nas vertentes (fig. 1.9 d e e): o que embate na vertente produz um movimento turbilhonar do tipo *bolster*, com aumento da velocidade no topo e eventual formação de outro turbilhão mais adiante na

parte superior - d); por seu lado o fluxo descendente forma um movimento do tipo *lee eddy*, mais pronunciado - e).

Como as colinas não são figuras bidimensionais, os movimentos de ar que se geram em seu torno são muito mais complexos do que os apresentados em a). Um relevo isolado (fig. 1.9 f), quando observado em plano, origina separações laterais e no topo, provocando a sotavento grande turbulência que origina uma forma complexa de escoamento conhecida por movimento em ferradura (*horseshoe*).

Na contração do fluxo devido ao estreitamento do relevo (g) o escoamento é idêntico àquele onde não ocorre a separação do fluxo, excepto na formação de movimentos turbilhonares nas partes laterais das vertentes.

Os exemplos apresentados são apenas para condições de estabilidade neutra e assume-se que a separação do fluxo ocorre quando este é normal ao eixo mais longo dos relevos. Quando lhe é paralelo os efeitos são atenuados. A separação é favorecida pela instabilidade e reduzida em condições de atmosfera estável (OKE, 1987).

A separação do fluxo não é um fenómeno que ocorra de uma forma constante. Em investigações conduzidas em túnel aerodinâmico, foi identificada uma característica temporal do escoamento numa “colina” com declive máximo de 26% (aproximadamente 15°). Essa característica consiste na intermitência entre períodos em que surge a separação do fluxo, alternando com outros onde há recolagem do fluxo à superfície. Tomando como referência as dimensões do modelo usado no túnel (fig. 1.10: altura=0,1 m; $L=0,25$ m e total de extensão 1,2 m) e uma rugosidade de 0,02 m, a separação (com uma espessura cerca de 1/3 da altura da colina - 3 cm) desenvolve-se na vertente sotavento à distância horizontal de cerca de 25 cm do topo, enquanto a recolagem se dá a uma distância de 70 cm (7 vezes a altura da “colina”).

A figura 1.11 mostra os resultados obtidos em túnel aerodinâmico da diminuição do fluxo de ar a sotavento do mesmo modelo (tal como foi referido anteriormente nas experiências de Askervein). Verifica-se uma menor diminuição do fluxo de ar a partir de 1/10 da espessura da camada limite ($\Delta z/\delta=0,10$) e clara simetria dos perfis em ambas as vertentes a partir de 0,20.

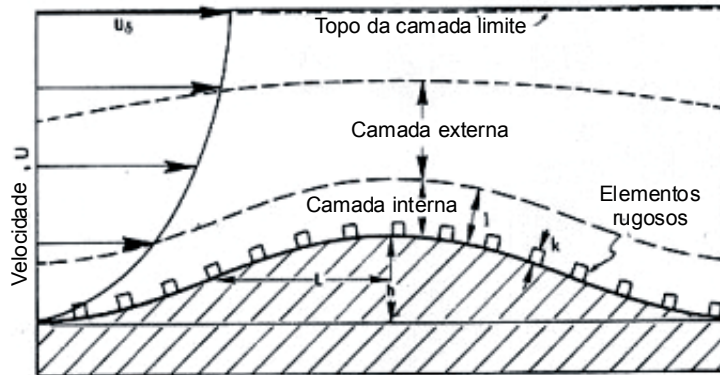


Fig. 1.10 – Modelo físico de colina para simulação dos escoamentos do fluxo de ar, utilizado em túnel aerodinâmico. Do lado esquerdo está representado um perfil logarítmico do vento. As dimensões do modelo encontram-se no texto (extraído de BRITTER et al., 1981).

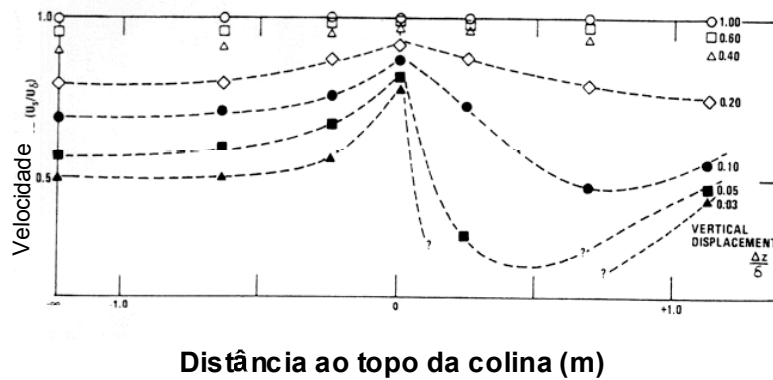


Fig. 1.11 – Velocidade média sobre uma colina (ensaios em túnel aerodinâmico). $\Delta z/\delta$ representa uma unidade de distância em relação à espessura da camada limite (δ). As distâncias positivas no eixo das ordenadas representam o fluxo de ar descendente e vice-versa (extraído de BRITTER et al., 1981).

Por outro lado a intensidade da turbulência aumenta nas camadas de ar junto ao solo. Na figura 1.12, observa-se uma importante distinção entre a região onde ocorre a separação do fluxo de um modo intermitente e outra cuja espessura é da ordem de h , onde as flutuações das velocidades de turbulência aumentam mais de 50% (três primeiras curvas na parte superior do gráfico) (BRITTER et al., 1981).

O trabalho a que se acabou de fazer referência, conjuntamente com outros não citados mas igualmente importantes (LETTAU, 1969; JACKSON e HUNT, 1975; TAYLOR, et al., 1983; TROEN e. PETERSON, 1989; TROEN, 1990 e outros¹⁶), contribuíram com as

¹⁶ Para a lista completa das contribuições veja-se a bibliografia citada por MORTENSEN et al. (1993).

suas bases teóricas e experimentais para a elaboração de um conjunto de modelos numéricos, que deram origem ao programa WAsP (a que se fará referência mais detalhada no CAPÍTULO 5) e que foi a ferramenta essencial para parte desta investigação

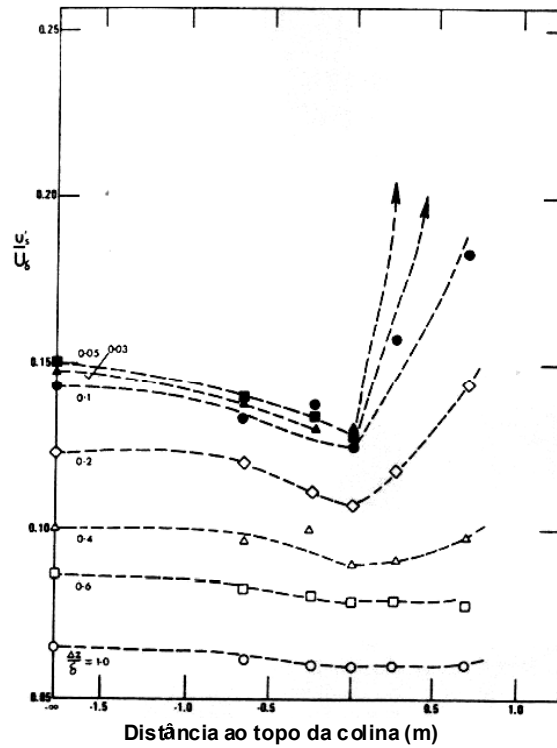


Fig. 1.12 – Razão da intensidade de turbulência e a velocidade do fluxo no topo da camada limite U'^2/U_δ (eixo das ordenadas), sobre uma colina (ensaios em túnel aerodinâmico). $\Delta z/\delta$ representa uma unidade de distância em relação à espessura da camada limite (δ). As distâncias positivas no eixo das ordenadas representam o fluxo de ar descendente e vice-versa (extraído de BRITTER et al., 1981).

4.2 OS VENTOS NA PROXIMIDADE DE GRANDES MASSAS DE ÁGUA.

O fluxo de ar que atravessa superfícies com rugosidades diferentes também sofre alterações na velocidade e direcção predominante. São exemplos dessas modificações a passagem do vento por uma extensa superfície de água para entrar de seguida em terra, de uma superfície rural, para uma floresta densa e alta, ou para uma cidade.

Quando o fluxo de ar passa de uma superfície rugosa para outra pouco rugosa, no hemisfério norte, tende a acelerar e sofrer um desvio para a direita (fig. 1.13 a), e

vice-versa (b). No primeiro caso, poder-se-á considerar como um exemplo típico do vento que sopra da terra para o mar e no segundo do mar para a terra.

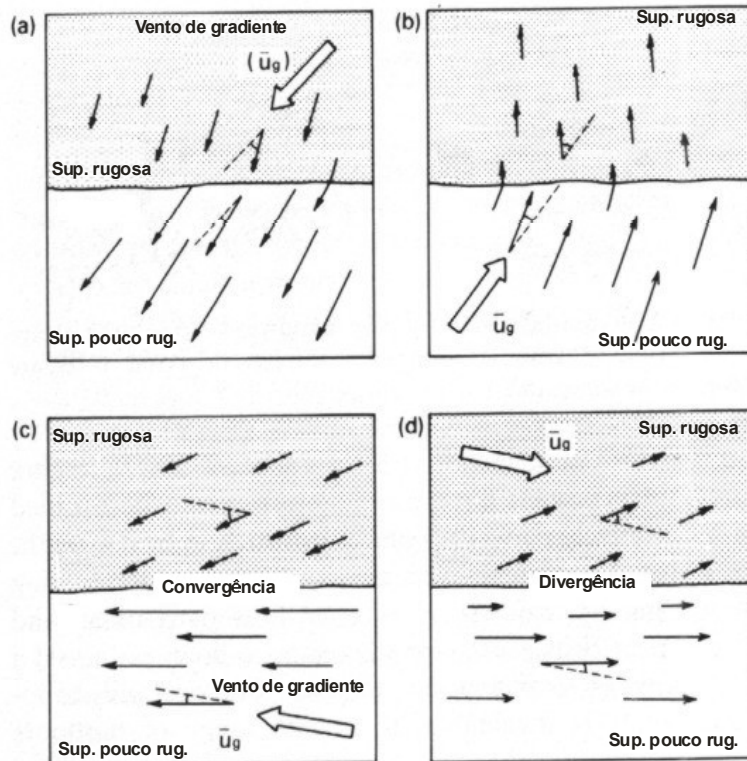


Fig. 1.13 - Desvios típicos do fluxo de ar à superfície decorrentes da passagem de superfícies pouco rugosas para rugosas e vice-versa. As setas indicam a direcção do fluxo de superfície, enquanto as setas a branco indicam o vento de gradiente (\bar{U}_g). (extraído de OKE, 1987).

Quando os ventos são praticamente paralelos à charneira entre estes dois meios podem ocorrer dois casos (fig. 1.13 c e d): quando a superfície com maior rugosidade se apresenta à direita do fluxo (c), poderá ocorrer uma convergência de ventos ao longo da descontinuidade, criando uma faixa de aumento da sua velocidade. No caso contrário (d), que é um exemplo representativo da situação do litoral a ocidente de Lisboa (por causa da predominância de ventos de norte e noroeste), poderá ocorrer uma zona de divergência com desaceleração do fluxo ao longo da descontinuidade e uma acentuação do desvio em relação ao vento de gradiente (OKE, 1987).

A partir de um estudo sobre as árvores deformadas no litoral ocidental da Península de Lisboa entre o Guincho e Cascais (ALCOFORADO, 1984), concluiu-se que o esquema apresentado em d) explica a deflecção lateral dos ventos dominantes de norte e

noroeste no sentido ciclónico (para a esquerda), acentuado pela presença da serra de Sintra, que o vento tende a contornar.

Quando os ventos são fracos e se formam brisas de origem térmica (como as brisas de terra e do mar), poder-se-ão esperar direcções distintas das apresentadas anteriormente, porque o fluxo resultante será composto por dois vectores, os desvios esperados mais a direcção predominante da brisa (OKE, 1987).

5 O VENTO NAS CIDADES (ESCALAS REGIONAL E LOCAL).

5.1 INFLUÊNCIA URBANA NA DIRECÇÃO E VELOCIDADE DOS VENTOS QUE ATRAVESSAM A CIDADE.

Há várias décadas que é reconhecida a influência da cidade na modificação, não apenas, dos campos de vento, mas também de outros fenómenos climáticos como a humidade e a temperatura (ilha de calor urbano), podendo ainda ter uma função importante no aumento das precipitações convectivas (CHANDLER, 1965; ATKINSON, 1975).

LEE (1977) verificou as várias rotações do vento ocasionadas pela área urbana de Londres, que estariam de acordo com outros estudos efectuados para cidades tão distantes como Nova Iorque e Columbus, no interior do estado do Ohio. Nas principais conclusões desse estudo sugere-se a existência de duas situações distintas. Durante o dia, por causa da pequena diferença nas condições de estabilidade atmosférica entre o ambiente urbano e rural e a influência dominante das forças de atrito derivadas da maior rugosidade na cidade, ocorre um desvio da direcção do vento no sentido ciclónico, em resposta à desaceleração do vento. À "saída" da cidade, o vento tende a tomar uma direcção contrária, no sentido anticiclónico, devido à diminuição da rugosidade. Este modelo, que se apresenta na figura 1.14, foi também proposto por OKE (1987). Para além das mudanças nas direcções e velocidades, formam-se zonas de convergência e divergência do fluxo de ar. A primeira (na parte esquerda da figura) pode favorecer a intensidade do fluxo e a ascendência do ar, enquanto na zona de divergência ocorre uma diminuição do fluxo ao longo da "margem direita" da cidade.

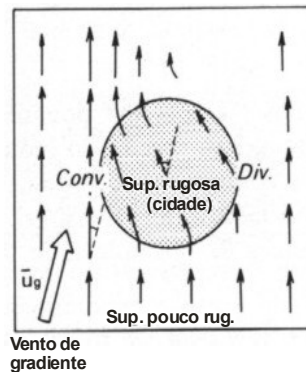


Fig. 1.14 - Desvios típicos do fluxo de ar sobre uma cidade. As setas indicam a direção do fluxo de superfície, enquanto a seta a branco indica o vento de gradiente (\bar{U}_g). (extraído de OKE, 1987).

Durante a noite, a situação poderá ser inversa: o fluxo de ar encontra diferenças substanciais de estabilidade atmosférica entre o centro da cidade (geralmente mais quente e instável) e as áreas rurais, onde a atmosfera é geralmente mais estável. Quando o vento fraco entra na cidade, toma um rumo anticiclónico, e à saída roda para o sentido ciclónico.

Em resumo, os padrões do vento diários dependem das forças de atrito que, por sua vez, resultam da rugosidade da cidade e das diferenças na estabilidade atmosférica urbana/rural provocadas pela ilha de calor urbana (ICU) sobretudo de noite.

CHANDLER (1965) demonstrou que as diferenças de velocidade do vento em Londres e nas áreas circundantes, dependem também de factores sazonais, da hora do dia e da velocidade com que o vento chega à cidade quando provém de áreas rurais. Quando a ICU se desenvolve intensamente, a velocidade do vento na cidade de Londres é maior do que nas áreas rurais, facto que pode decorrer de duas situações:

- a) A estabilidade da atmosfera urbana, reduzida durante a noite, aumenta o fluxo de quantidade de movimento descendente que passa sobre a cidade, aumentando a velocidade do ar.
- b) As temperaturas mais elevadas na cidade criam uma circulação do tipo das brisas, com uma célula de convergência, onde a direção do fluxo conflui para a parte mais quente da cidade, sobrepondo-se a qualquer outro fluxo existente (este efeito foi também comprovado por outros trabalhos citados por BORNSTEIN et al., 1977).

Estas brisas do campo que normalmente conduzem o ar mais arrefecido e eventualmente menos poluído, são mais frequentes durante a noite, altura em que a ICU é mais intensa. Para as cidades europeias foi estimada uma probabilidade de ocorrência de 50 % quando o vento (medido a 10 m) é inferior a 2 m/s. Há algumas evidências que estas brisas de campo são duas vezes mais frequentes no Verão que no Inverno (INSTITUT FÜR INDUSTRIEAERODYNAMIK GmbH, 1993).

Investigações realizadas com sondagens verticais na atmosfera na cidade alemã de Freiburg vêm confirmar alguns destes resultados. Em noites de forte irradiação terrestre, calmas e sem nebulosidade, foram observadas velocidades de vento mais elevadas na parte oriental daquela cidade: O aquecimento da superfície torna o ar instável e permite trocas verticais de quantidade de movimento horizontal e o aumento da velocidade do vento junto ao solo (ERNST, 1995).

Estudos efectuados em Frankfurt (GEORGII, 1968, citado por BORNSTEIN, et al., 1977) e Londres (CHANDLER, 1965), apontam para velocidades do vento regional inferiores a 5 m/s, para que se desenvolvam circulações de ar nocturno na cidade (altura em que, teoricamente, a ICU mais se desenvolve) com velocidades mais elevadas do que nos campos à sua volta.

Ao estudarem as características do vento em Nova Iorque, BORNSTEIN et al., (1977) chegaram a conclusões semelhantes quanto à componente que diferencia as velocidades de vento entre o meio rural e urbano, mas acrescentam que depende também da direcção do vento regional e dos sistemas de brisas do mar que se formam em cidades costeiras, como aquela grande metrópole americana, neste caso alterando tanto a direcção como a velocidade do vento sobre a cidade.

Em cidades como Lisboa, que apresenta um relevo movimentado e um enquadramento geográfico complexo entre o oceano e um estuário suficientemente largo para se formarem sistemas de circulação locais complexos (ALCOFORADO, 1984 e 1987), estão por confirmar os factos que se apresentou para outras cidades europeias e norte-americanas. Comprovar o aumento da velocidade do vento devido a causas térmicas em Lisboa poderá ser uma tarefa difícil, já que se poderão formar não uma, mas várias ilhas de calor urbano (ALCOFORADO, 1992) e os ventos, frequentemente de

norte, poderão ser canalizado e acelerados pelos vales da cidade, contorná-la seguindo o traçado do rio Tejo, ou contornar os relevos dentro e fora da cidade (OLIVEIRA, 2002).

5.2 PARÂMETROS AERODINÂMICOS E CLASSES DE RUGOSIDADE.

5.2.1 PARÂMETROS AERODINÂMICOS PARA A ESTIMAÇÃO DOS CAMPOS DE VENTO NAS CIDADES.

As cidades são possivelmente as superfícies mais rugosas e complexas que podemos encontrar à superfície da terra e as suas características aerodinâmicas são imprescindíveis para descrever, modelar e prever o comportamento dos vento urbanos. No entanto, os vários elementos rugosos têm comportamentos aerodinâmicos diferentes.

São vários os parâmetros necessários à modelação numérica do vento em meio urbano e a sua parametrização é dificultada pelos variadíssimos arranjos e disposições desses elementos.

Dois desses parâmetros são a rugosidade (*roughness length* - z_0) e o *zero plane displacement*- z_d . Formalmente, z_0 corresponde à altura a partir do solo, onde a velocidade do vento é igual a zero, se o perfil do vento tiver uma variação logarítmica com a altitude. Esta situação ocorre em situações de velocidade de vento moderado a forte (MORTENSEN et al., 1993). É um parâmetro relacionado com a forma, altura e densidade de distribuição dos elementos na superfície.

O *zero plane displacement*- z_d é outro dos parâmetros que também depende da volumetria dos elementos urbanos. Por definição, representa o nível onde o fluxo médio de quantidade de movimento é absorvido (ROTACH, 1994). Uma forma expedita de determinar este factor numa área de edifícios é calculando a média das alturas dos prédios. Considerando apenas um objecto que se interpõe ao fluxo, localiza-se geralmente a 2/3 da sua altura.

Não serão apresentados aqui outros parâmetros aerodinâmicos, por serem específicos de modelos não utilizados neste trabalho. Para uma consulta mais completa

sobre esses modelos e uma vasta bibliografia sobre este assunto veja-se o trabalho de GRIMMOND e OKE (1999).

São possíveis duas formas de abordagem ao problema da estimação de z_0 e z_d . Os métodos morfométricos (ou geométricos) usam algoritmos que relacionam os parâmetros aerodinâmicos com a volumetria da cidade. Têm a vantagem de se poder estimar os valores de z_0 e z_d onde não há estações anemométrica urbanas (que implicam a instalação de instrumentação em torres elevadas), numa malha suficientemente fina, com resultados para determinadas direcções do vento. A sua desvantagem é de serem derivados, geralmente, de formulação obtida em túneis de vento, em condições ideais de fluxo sobre elementos rugosos simples (as cidades reais são muito mais complexas).

Os métodos micrometeorológicos (ou anemométricos) recorrem a observações de velocidade do vento e turbulência na cidade. Não é necessária a modelação da superfície (os elementos rugosos podem ter vários arranjos e padrões). A sua grande desvantagem consiste em operacionalizar e manter uma ou várias torres anemométricas dentro da malha urbana.

A relação dos dois parâmetros referidos (z_0 e z_d), com a disposição e altura dos elementos e com os regimes de fluxo, são apresentados na figura 1.15. Esta também nos oferece uma visão geral sobre as modificações do fluxo de vento com a densificação da cidade.

O aumento da densidade de construção (λ_p), é acompanhado pela crescente rugosidade relativa (z_0/z_H), até a um ponto em que a existência de mais elementos reduz o atrito devido ao efeito de abrigo mútuo. Ou seja, passa-se de um regime de fluxo isolado (em que cada elemento actua individualmente) para um regime de esteira, onde os elementos estão suficientemente perto para interferirem no efeito de esteira que cada um produz, reforçando os movimento do ar no seu interior. A partir de um valor de densidade de construção (λ_p) superior a 0,38 a nova superfície deixa de ser rugosa à medida que diminui o espaçamento entre os elementos, passando o fluxo a ser do tipo *skimming*.

O fluxo passa sobre os elementos como se tratasse de uma superfície lisa. Inicialmente, com o aumento da densidade, a superfície é a principal responsável pela

descida do fluxo de quantidade de movimento horizontal. Entre o fluxo isolado e o efeito de esteira uma grande parte do atrito passa a ser exercido pelos elementos rugosos e não pela superfície, o que implica que aumente a altura em que o fluxo de quantidade de movimento desce. Por isso, o valor de z_d aumenta, acompanhando a altura de quantidade de movimento descendente. WIERINGA (1993), citado por GRIMMOND e OKE (1999), argumenta que este ponto crítico, em que z_d começa a aumentar significativamente, ocorre quando a separação do fluxo nos edifícios falha a recolagem, porque entretanto reage ao novo obstáculo. Este esquema, embora teórico e sobretudo observado em conjuntos de elementos espaçados regularmente, pode ser substancialmente diferente com outros arranjos urbanos, mais próximos da cidade real.

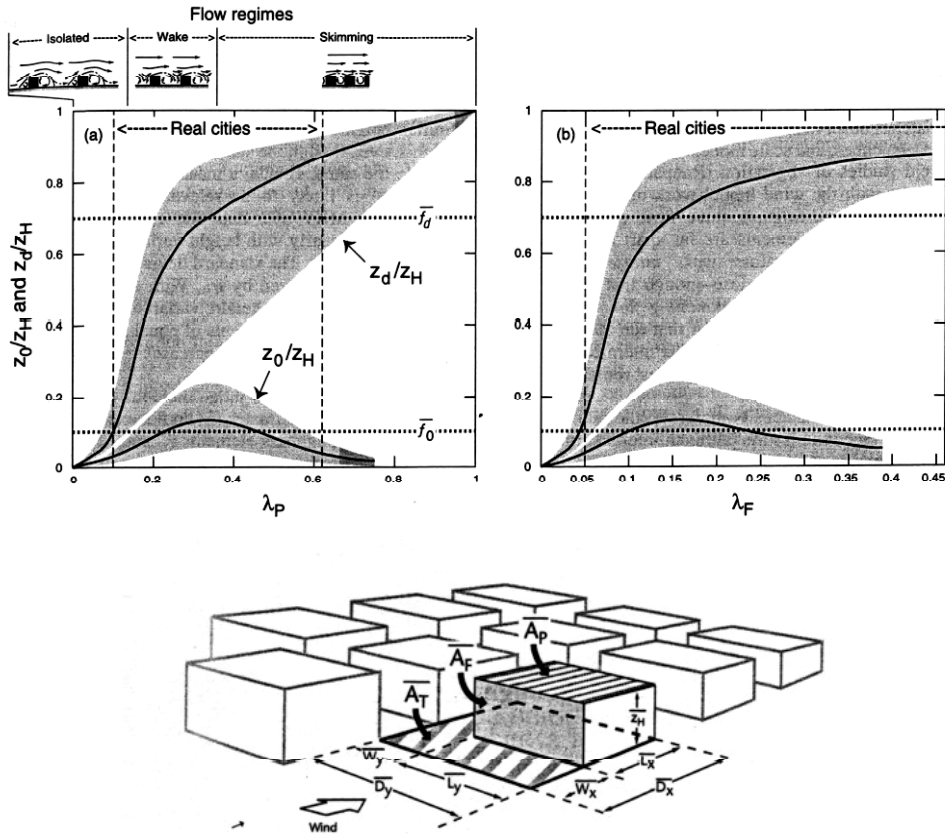


Fig. 1.15 - Relação entre os valores normalizados de rugosidade (z_0/z_H) e zero plane displacement (z_d/z_H) e a densidade dos elementos rugosos (com z_H , a altura desses elementos). λ_p corresponde à razão entre a área ocupada por cada elemento e o total da área disponível (A_p/A_T) e λ_F a razão entre a área exposta ao vento e o total da área disponível (A_F/A_T). \bar{f}_0 e \bar{f}_d são coeficientes derivados empiricamente, que relacionam z_0 e z_d com a altura dos elementos rugosos, sendo o primeiro $\approx 0,10$ e o segundo $\approx 0,67$ (extraído de GRIMMOND e OKE, 1999).

5.2.2 AS CLASSES DE RUGOSIDADE NAS CIDADES.

Os parâmetros aerodinâmicos que descrevem a rugosidade das cidades podem ser calculados com mais ou menos facilidade e os resultados podem ser melhores ou piores consoante os métodos utilizados. Mas são descritores pontuais de certos padrões urbanos (escala microclimática), sendo difícil a sua generalização para o conjunto da cidade (escala regional). Efectivamente, a sua estimação para um conjunto urbano complexo dá ainda os primeiros passos com o recurso a Sistemas de Informação Geográfica. Por isso, em termos práticos, quando se trabalha à escala da cidade (com uma multiplicidade de formas, volumetrias e padrões urbanos), o meio mais expedito para determinar os parâmetros aerodinâmicos é utilizar valores já publicados e testados, semelhantes aos padrões urbanos procurados.

Para o caso de Lisboa, objecto de investigação no CAPÍTULO 5, os modelos que se utilizou, integrados no programa WA^{SP}, apenas necessitam do parâmetro z_0 . Por isso compilou-se em dois quadros (1.1 e 1.2) grande parte da informação necessária, utilizada nesta investigação.

Inicialmente existe uma dificuldade que reside no facto de muitas das classes não apresentarem os mesmos valores consoante os autores. Note-se por exemplo os valores de z_0 para as florestas (1,0 a 2,0 m na classificação de DAVENPORT-WIERING e 0,7 m atribuído pelo *Danish Wind Industry Association*, quadro 1.1). Por outro lado, a variedade de padrões morfológicos urbanos (densidade, porosidade, tamanho médio das árvores), também são factores que contribuem para o aparecimento de valores distintos. Muitos dos trabalhos têm origem em cidades norte americanas, que são morfológicamente muito diferentes da maioria das cidades europeias, especialmente Lisboa. Valores típicos de z_0 no centro das cidades podem variar entre 1 m (na maior parte dos trabalhos analisados) até valores 7 a 10 vezes superiores, como é o caso de Vancouver no Canadá.

No quadro 1.1 apresenta-se uma compilação dos valores mais vulgarmente referidos por diversos autores: as classificações de Davenport-Wiering, do *Danish Wind Industry Association* e do *Risø National Laboratory*, estas duas últimas elaboradas por

Quadro 1.1 - Valores mais utilizados nas classes de rugosidade (z_0)

Davenport-Wiering			Danish Wind Industry Association		Risø National Laboratory (Dinamarca)
z_0 (m)	Características da superfície	Classif.	Características da superfície	Classes de rugosidade (<i>European Wind Atlas</i>)	Características da superfície
$\geq 2,0$	Centros de grandes cidade, florestas muito irregulares com clareiras dispersas.	Caótico.			
1,6			Grandes cidades com edifícios altos.	4	
1,0	Cobertura regular com obstáculos de grande dimensão intercalados por espaços abertos cujo tamanho é da ordem de grandeza da altura dos obstáculos, áreas suburbanas com edifícios, florestas em estado de maturidade.	Fechado.			Cidades.
0,8			Cidades com edifícios altos.	3,5	
0,7					Floresta.
0,5	Campos agrícolas mistos, ou grupos de árvores e arbustos isolados, pomares e prédios dispersos.	Muito rugoso.			Subúrbios.
0,4			Pequenos núcleos urbanos e áreas rurais com sebes altas, florestas e terreno acidentado.	3	
0,3					Áreas com protecções arbustivas.
0,25	Culturas agrícolas de altura variável (cereais) Obstáculos dispersos (como sebes arbustivas e vinhas).	Rugoso.			
0,2			Áreas rurais com muitas casas, com arbustos e sebes arbustivas com mais de 8 metros de altura, com distâncias de cerca de 250 metros entre si.	2,5	Áreas com muitas árvores e bosques (excepto florestas de grande densidade).

Quadro 1.1 (continuação) - Valores mais utilizados nas classes de rugosidade (z_0)

Davenport-Wiering			Danish Wind Industry Association		Risø National Laboratory (Dinamarca)
z_0 (m)	Características da superfície	Classif.	Características da superfície	Classes de rugosidade (<i>European Wind Atlas</i>)	Características da superfície
0,10	Áreas agricultadas de culturas baixas e obstáculos ocasionais (arbustos isolados).	Rugoso/ Aberto.	Idêntico à classe de rugosidade (z_0) 0,2 com excepção do números de casas que diminui e a distância das sebes de aproximadamente 500 metros.		Áreas rurais de aspecto fechado.
0,055			Igual aos anteriores, com menos casas e distâncias das sebes de aprox. 1250 metros.	1,5	
0,05					Áreas rurais com aspecto aberto.
0,03	Pradarias, tundra e aeroportos.	Aberto.	Áreas rurais abertas, com poucos edificios e campos circundados por cercas e sebes arbustivas. Colinas formando um relevo pouco pronunciado.	1,0	Áreas rurais com poucos edificios e árvores. Áreas aeroportuárias.
0,02					
0,01					Pistas de aeroportos e áreas com relva aparada.
0,005	Praias, gelo compactado, pântanos, áreas cobertas de neve.	Relevo Suave.			Solo desocupado de relevo plano.
0,0024			Terreno completamente aberto com a superfície plana (áreas asfaltadas, pistas de aeroportos, relva aparada).	0,5	
0,001					Áreas de relevo plano com neve.
0,0003					Superfícies planas de areia.
0,0002	Oceano, áreas planas cobertas de neve, áreas planas de deserto.	Mar e outras sup. Planas.	Superfícies de água.	0	
0,0001					Superfícies de água (lagos, fiordes e mar alto).

instituições dinamarquesas. Nesse quadro, mostram-se também as características das superfícies e a sua ocupação.

Sendo o *DWIA* um padrão na indústria ligada à produção de energia eólica, nota-se uma preocupação em detalhar o mais possível os valores para as áreas rurais, não o fazendo com o mesmo pormenor nas áreas urbanas. Isto evidencia dois factos: em primeiro lugar, o interesse nas metodologias de estimação de valores médios da velocidade do vento para a estimação do potencial eólico para produção de energia. Evidentemente o potencial eólico é maior nas áreas não construídas; em segundo lugar a preocupação de alguns países (como os do Norte da Europa, sobretudo escandinavos) em utilizar a energia eólica como alternativa à sustentabilidade das suas unidades agrícolas. Na classificação *DWIA* mostra-se igualmente as correspondentes classes de rugosidade do *European Wind Atlas*, por constituir um padrão europeu na determinação dos campos de vento em toda a Europa¹⁷.

No quadro 1.2 apresentam-se alguns valores de z_0 mais frequentemente utilizados em áreas urbanas. A diversidade de valores de rugosidade nestas áreas, que vão de 0,8 metros – classificação *DWIA* até 10m (OKE, 1987), mostra a diversidade de padrões urbanos.

Outros parâmetros aerodinâmicos e várias fotografias de áreas típicas nas cidades podem ser consultados em GRIMMOND e OKE (1999).

Quadro 1.2 - Valores típicos de z_0 em meio urbano

Características da superfície	z_0 (m)
Povoamento disperso	0,2 a 0,6
Aldeias, quintas, com árvores e sebes	0,4 a 1,2
Áreas suburbanas residenciais de baixa densidade	0,8 a 1,8
Áreas suburbanas residenciais de alta densidade	1,5 a 2,5
Áreas urbanas de grande densidade de construção, de edifícios com cerca de 5 andares	> 2,5
Áreas urbanas de grande densidade de construção, com vários andares	> 2,5

¹⁷O *European Wind Atlas* é publicado pela Comissão das Comunidades Europeias e contém, para além de outras informações, uma base de dados de estatísticas do vento em mais de 200 estações meteorológicas europeias e os recursos eólicos de cada estado.

Por causa da dificuldade em obter os parâmetros aerodinâmicos numa malha suficientemente fina para o conjunto de uma cidade, aconselha-se a estimação em algumas áreas amostra, típicas de determinados padrões urbanos.

Neste trabalho utilizou-se um algoritmo simples do cálculo das rugosidades para alguns locais em Lisboa, para confirmar alguns dos valores atribuídos às classes, ou em sítios onde persistia alguma dúvida. Esse algoritmo é o de LETTAU (1969), descrito pelos autores do programa WA^{SP}:

$$z_0 = 0,5 \times \frac{h \times S}{A_H}$$

Sendo um método morfométrico, relaciona a área exposta à direcção do vento (h é a altura média dos edifícios considerados e S a secção exposta), com a área disponível para cada elemento (A_H). Segundo MORTENSEN et al. (1993), esta fórmula produz boas estimações de z_0 quando a área disponível (A_H) é maior do que a área exposta (S) e sobrestima a rugosidade quando as duas áreas são idênticas.

Este algoritmo assume uma porosidade igual a 0, porque a maioria dos elementos rugosos nas cidades são sólidos. Para locais com porosidade superior, como por exemplo uma floresta ou mata, deverá ser aplicado um factor de porosidade.

6 O VENTO EM TORNO DOS EDIFÍCIOS E OUTROS ELEMENTOS URBANOS (ESCALA MICROCLIMÁTICA).

O fluxo de ar em torno dos edifícios é uma questão, em primeiro lugar, de análise microclimática usando-se, como técnicas privilegiadas, o túnel aerodinâmico de simulação da camada limite e modelos numéricos. Por isso são vulgarmente utilizadas para resolverem questões de ordem prática, como o efeito do vento sobre as estruturas (cargas e vibrações) ou determinar as acções sobre os materiais que as revestem. Questões ambientais, como a dispersão de poluentes em torno dos edifícios, tem merecido uma atenção especial, não só para conhecimento das suas causas e efeitos,

mas também para delinear normas de construção preventivas desses efeitos (HOSKER, 1985).

Actualmente a modelação numérica debate-se com alguns problemas: se se consegue facilmente modelar um parâmetro meteorológico, como o vento, só com um elemento prismático (que representa, por exemplo, um edifício), já se torna bastante difícil conseguir bons resultados com vários elementos que podem mudar de forma e dimensão. Por ter de se recorrer a modelos demasiadamente complexos e que requerem recursos informáticos “pesados”, é uma área de investigação ainda em fase embrionária, que “ainda não está pronta para substituir os estudos em túneis aerodinâmicos (PATERSON et al., 1989).

Quando se considera um elemento isolado, várias áreas são identificadas (em termos de direcções, velocidades e intensidade de turbulência) quando o fluxo encontra um obstáculo impermeável¹⁸ (fig. 1.16): uma (A), onde o fluxo não é perturbado (*undisturbed flow*) e portanto não sofre a influência do obstáculo; outra (B), uma zona de deslocamento do ar (*displacement zone*) que começa antes dele atingir o obstáculo por causa do aumento de pressão sobre a parede.

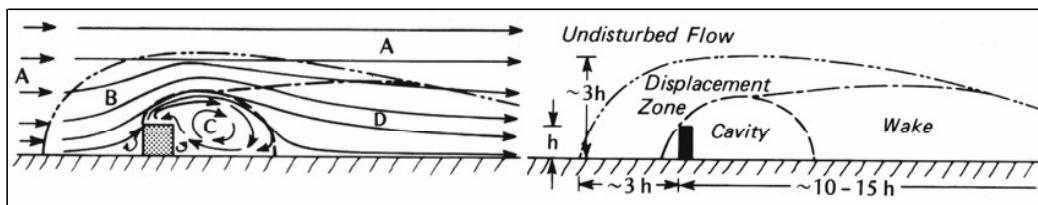


Fig. 1.16 – Movimentos típicos do fluxo de ar normal a um obstáculo. (extraído de OKE, 1987).

Considerando h a altura típica desse obstáculo, esta zona tem uma dimensão horizontal de aproximadamente $3h$ para montante do obstáculo.

Enquanto uma parte do fluxo de ar que embate no obstáculo tende a descer, outra tende a contorná-lo (pelas laterais e por cima), atingindo a altura correspondente a $3h$. Um máximo de pressão ocorre na parte superior do obstáculo exposta a barlavento,

¹⁸ A impermeabilidade de um obstáculo é definida pela razão entre áreas abertas exposta ao vento em relação ao total de área. Uma barreira totalmente impermeável, como uma parede de um edifício, exposta ao vento, tem uma impermeabilidade de 100%.

diminuindo consideravelmente a velocidade do vento (facilmente demonstrável pela equação de Bernoulli). Este local da parede é conhecido como ponto de estagnação (fig. 1.19). Imediatamente acima dessa barreira à aproximação das linhas de corrente e o fluxo sofre uma aceleração, mas em seguida expande e desacelera. Depois de ultrapassada a barreira, o fluxo de ar encontra espaço disponível para expansão, que não consegue imediatamente preencher. Com a separação do fluxo forma-se uma zona de esteira (*wake* - D), com o fluxo a tomar uma direcção descendente. Neste espaço, 10 a 15 vezes superior a h aumenta a turbulência. Imediatamente a sotavento do obstáculo a pressão diminui e tende a sugar o ar, formando-se um turbilhão a sotavento ou *lee eddy* (zona de cavidade - C).

Nas partes laterais de obstáculos de formas angulosas (fig. 1.17), ocorre a separação do fluxo, tal como nos topos. Considerando um edifício isolado, as paredes laterais e a sotavento são áreas de sucção (porque o ar tende a movimentar-se das altas para as baixas pressões), onde se dá a dupla inversão das direcções (formando um padrão em ferradura). Este facto é responsável pelo aparecimento de movimentos turbilhonares no sector C (cavidade).

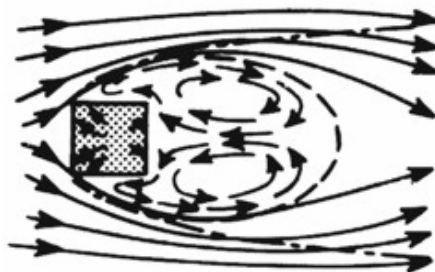


Fig. 1.17 – Movimentos típicos do fluxo de ar normal ao obstáculo (vistas no plano)
(extraído de OKE, 1987).

Os perfis verticais de vento associados a este elemento simples mostram as variações da velocidade do ar em altura e ajudam a compreender o esquema descrito (fig. 1.18). Antes de atingir o obstáculo, o perfil é logarítmico e tem a sua forma típica (1), que se altera substancialmente quando o fluxo passa sobre esse elemento (2).

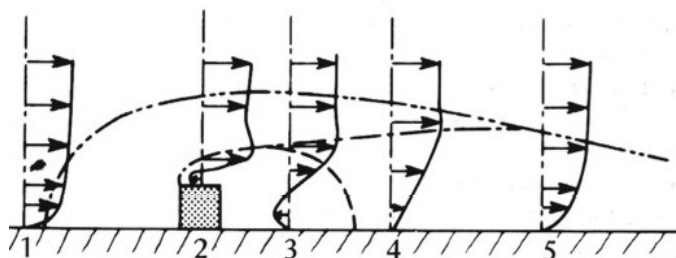


Fig. 1.18 – Perfis de vento e zonas de fluxo normal a um obstáculo. (extraído de OKE, 1987).

A distorção apresentada consiste num aumento significativo da velocidade imediatamente acima do obstáculo, atingindo um máximo entre a zona de cavidade e de deslocamento, que corresponde à maior convergência das linha de corrente. Se imaginarmos este bloco como sendo um edifício, junto ao telhado há uma pequena inversão do perfil, que corresponde a uma área de abrandamento da velocidade. A sotavento do edifício (3) as linhas de fluxo divergem e a velocidade abranda. O retorno do fluxo junto ao solo é visível neste perfil, que corresponde à secção de maior turbulência. Em (4) e (5), à medida que se afasta do obstáculo verifica-se um reajustamento progressivo ao perfil pouco perturbado pelo elemento de rugosidade.

Outras formas e orientações dos obstáculos podem produzir variações ao padrão apresentado, tanto na simetria como na intensidade e turbulência do fluxo. Essas variações dependem da geometria dos edifícios (sobretudo da relação entre H - a altura e W o espaço entre os edifícios). Se a relação H/W for inferior a 0,4 para formas cúbicas e 0,3 para edifícios alinhados, o fluxo gerado é semelhante ao descrito para edifícios isolados (*isolated roughness flow*). Em espaços mais fechados ($H/W=0,7$) geram-se padrões mais complexos, porque a zona de esteira (*Wake*) de um elemento interfere com o seguinte a sotavento. Numa rua estreita de sentido perpendicular ao fluxo dominante, pode-se formar um turbilhão a sotavento (*lee vortex*) dentro da camada inferior urbana (abaixo do nível de topo dos prédios), reforçada pela deflecção descendente do fluxo que embate nas paredes a barlavento do prédio que fecha o *canyon* urbano.

Movimentos ainda mais complexos podem ser gerados quando não há um padrão definido na malha urbana.

Na figura 1.19 apresenta-se um esquema típico, onde se verifica que em certas secções, como as laterais dos edifícios e as passagens inferiores a velocidade do vento pode aumentar (chegando mesmo a triplicar) em relação ao fluxo que passaria sobre uma superfície pouco rugosa, na ausência desse edifício.

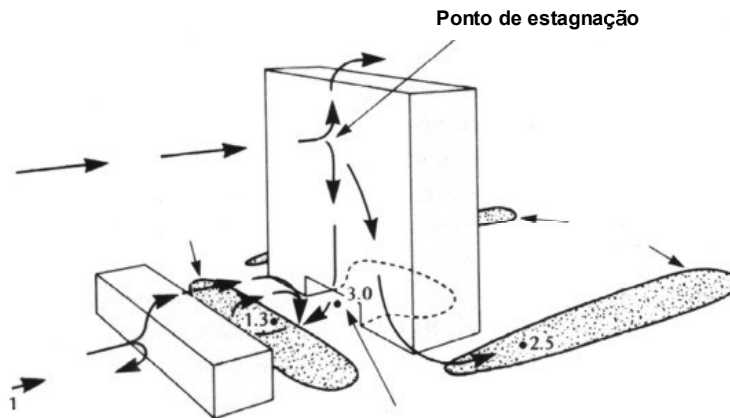


Fig. 1.19 – Zonas de aumento da velocidade do vento ao nível do solo, resultante da combinação de elementos urbanos com características volumétricas distintas.

No caso em que os elementos da paisagem urbana não têm uma permeabilidade total, como por exemplo as zonas verdes, o efeito de barreira depende da porosidade desses elementos (OKE, 1987).

GANDEMER (1975) apresentou uma sistematização da movimentação dos fluxos de ar sobre vários conjuntos arquitectónicos e as suas implicações no conforto mecânico dos indivíduos. Essa síntese, ainda hoje largamente utilizada em manuais de planeamento urbano, foi efectuada com modelos de situações reais em túneis aerodinâmicos. O seu intuito foi o de generalizar esses conhecimentos e evitar situações de desconforto por vezes esquecidas pelos arquitectos.

As imagens da figura 1.20 são tão sugestivas que não necessitam uma explicação pormenorizada (remete-se para a referência bibliográfica do autor). Apenas se retêm alguns dos aspectos mais relevantes, porque alguns dos esquemas mostrados verificaram-se nas experimentações efectuadas em túnel aerodinâmico como o modelo de Telheiras (CAPÍTULO 6) e ajudam a entender a movimentação do fluxo de ar naquele bairro Lisboaeta.

O efeito de barra, poderá ocorrer em áreas onde o vento incide num ângulo de cerca de 45° em edifícios com uma forma de paralelepípedo extenso. Uma parte do fluxo passa sobre o edifício e provoca um movimento turbilhonar a sotavento, onde poderá ocorrer um aumento da velocidade do vento. Esta solução será, portanto, de evitar porque pode diminuir o conforto mecânico dos indivíduos.

Em ruas onde ocorre o efeito Venturi poderá verificar-se localmente um aumento do vento (sobretudo no estreitamento da passagem). O espaço onde este efeito se inicia deverá conter elementos como árvores que reduzam a velocidade do vento e diminuam este efeito, por vezes indesejável.

Consoante a forma e área do edifício exposta ao vento formam-se sempre nas zonas de embate anomalias positivas de pressão (representadas com um sinal (+) na figura) e negativa (áreas de sucção a sotavento). Consequentemente, em edifícios expostos perpendicularmente ao vento podem formar-se correntes transversais na ruas em direcção às pressões mais baixas. Estes movimentos poderão ser mais complexos em áreas onde existem edifícios com diversas alturas. Os impactos negativos podem ser minimizados se se escolher a forma do conjunto urbano de modo a que a direcção predominante do vento não lhe seja perpendicular.

Espaços fechados com pequenas aberturas poderão ser propícios a circulações de ar que não promovem a renovação completa do ar no seu interior.

Outros efeitos, como por exemplo a abertura de passagens inferiores, ou ruas paralelas ao vento predominante (que promovem a canalização do fluxo de ar e o aumento da velocidade do vento, ou da turbulência) deverão ser objecto de estudo prévio. Também os conjuntos que efectuem o efeito de abrigo, devem ser pensados em termos de condições de ventilação, prevendo-se espaços suficientemente amplos para uma ventilação mais adequada.

Conjuntos arquitectónicos de geometria aerodinâmica como o que é apresentado no efeito de pirâmide, não oferecem uma forte resistência ao vento e dissipam a energia em várias direcções. Apenas apresentam zonas críticas junto dos elementos angulosos. Com os devidos cuidados na sua construção são estruturas particularmente aconselhadas GANDEMER (1975).

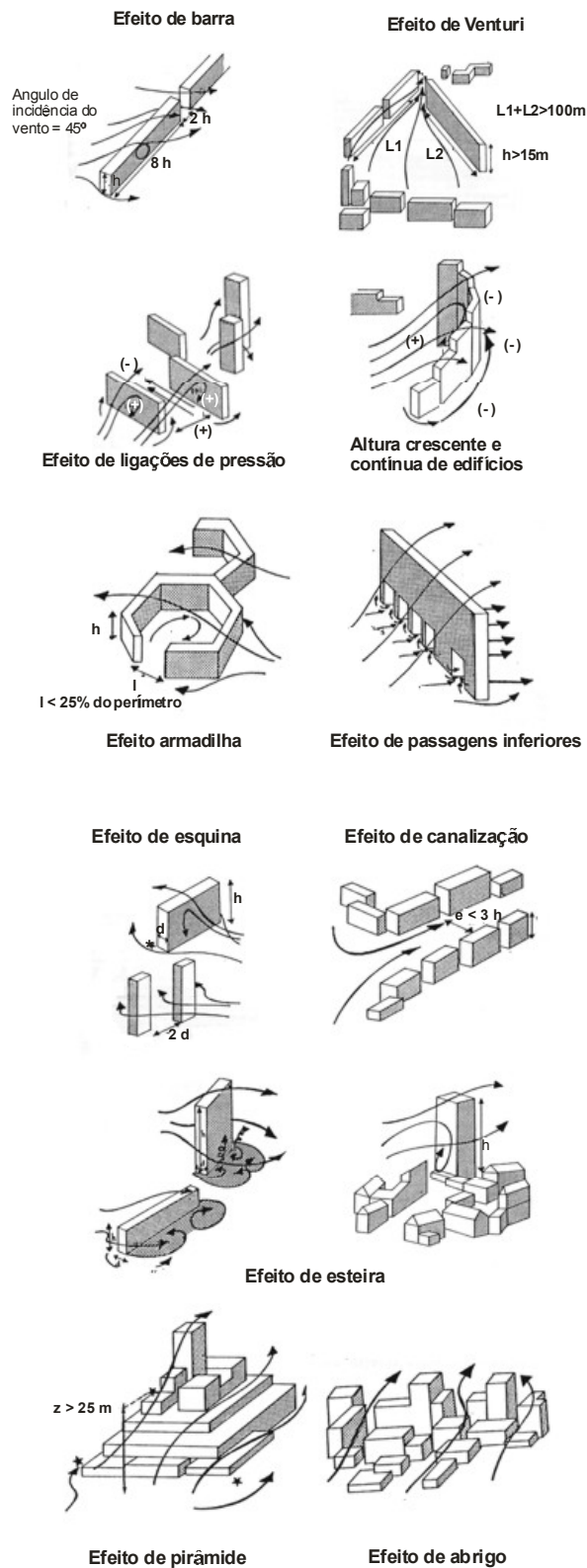


Fig. 1.20 – Vários efeitos do vento em torno de conjuntos de edifícios (GANDEMER, 1975).

CAPÍTULO 2

A IMPORTÂNCIA DO VENTO NA CIDADE: POTENCIALIDADES E LIMITAÇÕES

1. INTRODUÇÃO

O vento é um importante factor no que diz respeito à qualidade do ar, ao conforto e à saúde humana, sendo fundamental proceder-se à avaliação dos riscos decorrentes desta variável meteorológica no contexto urbano. Quanto à qualidade do ar o vento é o principal factor de dispersão actuando como meio de transporte e difusão de poluentes e componentes alérgicas (por exemplo certo tipos de pólenes para alguns indivíduos) contidas na atmosfera. As condições de maior estabilidade atmosférica são particularmente favoráveis à concentração de emissões nocivas junto ao solo, provenientes dos veículos automóveis, situação que actualmente é a principal fonte geradora de poluição na cidade (ANDRADE, 1996).

No que diz respeito ao conforto e saúde humana, a influência do vento pode fazer-se sentir como factor térmico e/ou mecânico:

- a) É um elemento que atenua ou intensifica situações de conforto/desconforto térmico, sendo a relação entre a fisiologia do indivíduo com este elemento atmosférico dependente da época do ano, da região da Terra e do seu clima predominante. A resposta do ser humano depende sempre da capacidade de

aclimatização dos indivíduos (culturais ou naturais), que depende da raça, da idade e do seu estado de saúde e condição física.

- b) O vento actua também mecanicamente sobre os indivíduos, podendo influenciar o seu estado psicológico, mas pode também afectar a locomoção, sobretudo quando o ar escoa com intensidades muito fortes. Os factores de risco e perigosidade aumentam em locais de aceleração do vento, mas dependem também da resistência física dos indivíduos, sendo mais vulneráveis os fisicamente menos capacitados, sobretudo crianças, idosos e deficientes motores.

Assim, afigura-se fundamental a avaliação dos riscos decorrentes desta variável atmosférica para a cidade e seus habitantes, sejam as condições propícias à acumulação de poluentes (velocidades fracas) ou à queda tanto de objectos, como dos próprios indivíduos (velocidades muito fortes, ou regime de rajadas). Se, no caso da poluição e do conforto térmico, algum trabalho tem sido desenvolvido, o mesmo já não se pode afirmar sobre o conforto mecânico. Não são conhecidos, até hoje, na cidade de Lisboa, os locais críticos, ou mais propensos à queda dos múltiplos elementos que constituem o meio físico urbano. As novas construções (sobretudo edifícios, pontes e outras instalações temporárias, como as gruas de obras) são projectadas para poderem suportar intensidades de vento forte sem daí advir perigo para os habitantes. Mas o mesmo já não se poderá dizer de todas as edificações mais antigas (algumas centenárias e que constituem a maior parte da cidade), que não são obrigadas a nenhum tipo de protecção especial aos ventos fortes, para não falarmos daqueles que não cumprem a regulamentação. Também não é conhecido o "estado de saúde" da vegetação arbórea da cidade, que como se verá adiante, é um dos elementos de maior perigo para as pessoas e bens em caso de tempestade.

2. VENTO, QUALIDADE DO AR E POLUIÇÃO NAS CIDADES

2.1 VELOCIDADE, DIRECÇÃO DO VENTO E QUALIDADE DO AR

O movimento do ar na atmosfera ajuda a transportar e difundir os poluentes. A difusão ocorre no sentido do escoamento do fluxo e também na direcção vertical através da difusão turbilhonar.

A velocidade do vento condiciona o volume de ar em que os poluentes se vão difundir e a distância de transporte. Quanto maior a velocidade do vento, maior é o volume de ar que passa pela fonte emissora por unidade de tempo e menor a concentração de poluentes por unidade de volume; no entanto, um aumento demasiado da velocidade pode ter um efeito negativo na qualidade do ar ao reduzir a altura efectiva das emissões.

A direcção do vento é o factor que determina quais os locais mais afectados pelas emissões de diferentes fontes. Quando “observado” em plano, o vento possui características que se traduzem em variações periódicas de direcção e velocidade. Durante um período de uma ou mais horas, o movimento “serpenteante” do fluxo de ar traduz-se no transporte dos poluentes, que se espalham num arco de 30 a 45°, centrado na direcção média do vento (fig. 2.1).

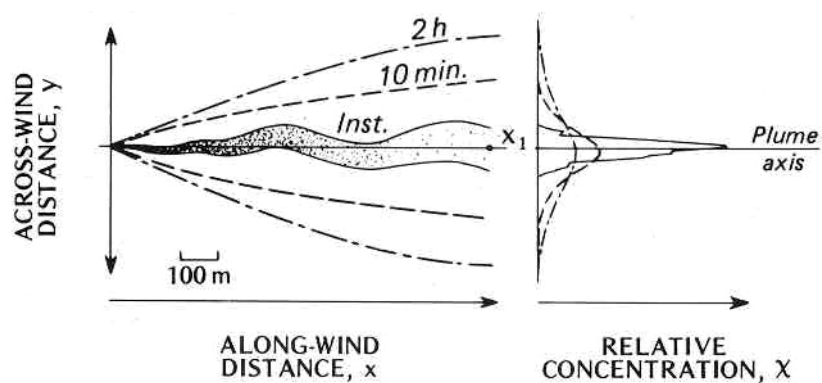


Fig. 2.1 – Características das plumas de fumo observadas instantaneamente, obtidas a partir de médias de 10 minutos, e 2 horas, vistas no plano (extraído de OKE, 1987).

Uma determinada direcção de vento, quando alinhada com várias fontes poluidoras, pode ser particularmente perigosa, por dois motivos: por um lado porque pode ocasionar um efeito cumulativo em áreas densamente povoadas e por outro porque pode provocar reacções químicas que dão origem a poluentes secundários (OKE, 1992).

2.2 VENTILAÇÃO E TURBULÊNCIA

A dispersão dos poluentes depende também da altura e tipo da fonte emissora, da temperatura do poluente da altura da emissão e da turbulência¹⁹ da baixa atmosfera. Com uma maior estabilidade atmosférica (que se gera, por exemplo, com fortes inversões térmicas) a turbulência diminui, aumentando a concentração de poluentes. Com o aumento da velocidade do vento aumenta também a actividade turbulenta na camada limite.

A dispersão não depende tanto das condições meteorológicas do momento mas da sua evolução temporal. É portanto essencial considerar as condições de ventilação como um fenómeno evolutivo, que condiciona os processos dinâmicos de dispersão e transporte das substâncias nocivas determinando elas próprias os estados sucessivos da qualidade do ar (BUMAN-RUFFIEUX, 1994).

Este mecanismo de melhoramento da qualidade do ar deve ser considerado a várias escalas (global, regional e local). Os agentes susceptíveis de melhorar a qualidade do ar são consideravelmente diferentes consoante a escala considerada, e a sua acção pode ir no sentido do melhoramento da qualidade do ar que respiramos ou apenas numa pequena alteração dessa qualidade.

¹⁹ A turbulência consiste na flutuação aleatória da velocidade de um fluido em torno do valor médio obtido num dado intervalo de tempo (DOMINGOS et al., 1980).

2.3 O TRANSPORTE DE POLUENTES DE LONGO E MÉDIO CURSO.

À escala global o vento actua apenas como um redistribuidor de poluentes, já que não elimina definitivamente as substâncias nocivas, podendo eventualmente diminuir bastante as concentrações para níveis insignificantes (OKE, 1992). A nível regional, o vento constitui um factor mais eficiente de transporte, uma vez que as substâncias nocivas poderão viajar ao sabor das correntes dominantes, modificando a qualidade do ar das regiões visitadas. A esta escala, os impactos podem-se alternar, podendo ser positivos ou negativos consoante a direcção predominante do vento (BUMAN-RUFFIEUX, 1994). Na região de Lisboa, tal como na totalidade do território português, a predominância das correntes de oeste transportam geralmente “ar limpo” do oceano. Eventualmente algumas situações de trajectória “continental” poderão transportar alguns poluentes de origem industrial, das fontes ainda existentes sobretudo a norte (eixo Vilafranca de Xira Carregado), a nordeste (Barreiro), ou ainda de sudeste, proveniente da região de Setúbal.

2.4 O TRANSPORTE LOCAL DE POLUENTES.

Quanto ao transporte local de poluentes, a ventilação tem um papel muito mais importante quando se considera a proximidade imediata das fontes de emissão. Por exemplo as emissões devidas ao tráfego automóvel traduzem-se localmente por um aumento das concentrações. Se, durante o período de maiores emissões, o local for bem ventilado o efeito do vento poderá melhorar consideravelmente a qualidade do ar, ou poderá mesmo remover as substâncias nocivas para outros locais, onde os seus efeitos não sejam tão maléficos.

Mas a qualidade do ar depende sobretudo, como se viu, da velocidade do vento. Os sistemas de circulação locais (brisas de mar, de montanha, drenagem do ar frio e sistemas de ventos gerados pelas cidades) são geralmente desfavoráveis ou pouco eficazes na remoção de poluentes, basicamente por três motivos:

- a) Em primeiro lugar, porque as velocidades características destes sistemas são sempre fracas, geralmente inferiores a 4 m/s.
- b) Em segundo lugar, porque constituem sistemas de circulação fechados, ou seja uma determinada direcção do fluxo à superfície pode ser compensada em altura por um fluxo de direcção oposta, perpetuando o transporte dos poluentes apenas dentro desse sistema, não renovando o ar.
- c) Em terceiro lugar, porque normalmente existem ritmos cíclicos diurnos e nocturnos de direcções opostas.

Note-se que se ocorrer drenagem nocturna do ar frio que desce ao longo das vertentes, dos locais mais elevados para os locais deprimidos (LOPES, 1994), durante o dia o ar mais aquecido nos fundos dos vales pode ter um movimento ascendente (ventos anabáticos).

Isto significa que, com os sistemas de brisas, as trocas de ar mais poluído com ar limpo serão bastante reduzidas. As brisas geradas pela cidade em condições de grande estabilidade sinóptica (em condições anticiclónicas com ventos regionais fracos), também podem ser prejudiciais para a qualidade do ar. Neste caso, a cidade está mais aquecida do que o campo que a circunda (ilha de calor urbano), o que induz a que os ventos locais convirjam para o centro da cidade, um local normalmente mais poluído. A instabilidade local provocada pelo aquecimento da cidade leva a uma circulação tridimensional em altura dos poluentes que, à superfície, tornam a entrar na cidade. Ao contrário dos outros sistemas de brisas, não há um movimento contrário durante uma parte do dia, porque a cidade tem tendência a estar permanentemente mais quente.

2.5 CONDIÇÕES DE VENTILAÇÃO E QUALIDADE DO AR EM LISBOA

Numa cidade costeira e de relevo movimentado como Lisboa todos os efeitos locais anteriormente referidos poderão coexistir. Os fenómenos de dispersão resultantes da interacção dos fluxos atmosféricos com a superfície à escala microclimática podem ser particularmente importantes e os seus efeitos acumulados. O núcleo mais antigo da

cidade de Lisboa, “com um grande número de ruas estreitas, ladeadas por edifícios, dificultam a dispersão dos poluentes, mesmo no caso em que as condições meteorológicas o facilitam. Nos casos em que os rumos do vento e a orientação das ruas coincidem, pode a canalização, e conseqüente aumento da velocidade do vento, favorecer o transporte de poluentes” (ALCOFORADO, 1992).

No início dos anos 80, num estudo conduzido por DOMINGOS et al., determinou-se a ocorrência média anual das classes de estabilidade atmosférica para o território Português. Esse estudo foi baseado no método de PASQUILL-GIFFORD (posteriormente modificado por TURNER), assente nas observações meteorológicas correntes - velocidade do vento, insolação diurna e nebulosidade nocturna, com base em dados de observações diárias de 4 anos. Os autores concluíram que, em Lisboa, ocorrem 58 % casos de atmosfera neutra (geralmente correspondem a ventos fortes, que ocasionam o transporte lateral, mas não necessariamente a dispersão), 28 % de casos de estabilidade e 14 % de casos de atmosfera instável, situação esta claramente favorável à dispersão de poluentes.

Em Lisboa, o Inverno é a estação do ano em que ocorrem as maiores concentrações de poluentes, sobretudo quando a atmosfera é estável. O aumento da nebulosidade associada a ventos fortes e precipitação correspondem a diminuição da poluição. No Verão os valores críticos ocorrem em situações de estabilidade atmosférica, precedidas por situações de calma nas 24 horas antecedentes.

Noutro estudo sobre a poluição na cidade de Lisboa, é evidente a relação entre níveis elevados de poluição atmosférica e valores baixos de velocidade do vento (inferior a 2 m/s na estação de Lisboa/Portela) em situações de maior estabilidade vertical da atmosfera. Apesar dos níveis de poluição referentes ao período de 1989/93, não terem sido muito elevados em Lisboa, há fortes possibilidades de ocorrência de picos de poluição que ultrapassam os limites legais, situação que se deverá ter vindo a agravar nos últimos anos, pelo aumento incontrolado do tráfego automóvel na cidade (ANDRADE, 1996).

3. O VENTO COMO REGULADOR DO CONFORTO TÉRMICO HUMANO

O conforto pode ser definido como o conjunto de condições em que a mente humana expressa satisfação pelo ambiente térmico (ASHRAE- *American Society of Heating, Refrigerating and Air-Conditioning Engineers*, 1984, citado por PARSONS, 1993), ou como o estado mental de um indivíduo, quando os seus mecanismos fisiológicos e termorregulatórios estão minimamente activos e quando psicologicamente se considera satisfeito com o ambiente térmico (AULICIEMS, 1997).

O vento é uma das variáveis meteorológicas que mais influenciam o conforto humano. No entanto, não pode ser avaliado isoladamente e o modo como actua sobre o conforto dos indivíduos é muito diferente consoante a fisiologia de cada um, e o clima do local.

3.1 ALGUNS ASPECTOS DA FISIOLOGIA HUMANA E O CONFORTO TÉRMICO.

A condição primordial de saúde e bem estar do ser humano é a manutenção de uma temperatura corporal constante, cerca de 37°C. Para isso, é necessário manter o equilíbrio energético do corpo humano, à custa das variáveis que caracterizam a envolvente ambiental dos seres vivos, sobretudo a temperatura do ar, a humidade, a radiação e a velocidade do vento (FERNÁNDEZ GARCIA, 1996).

A entrada básica de energia no sistema corpo/ambiente é a produção metabólica de calor (taxa metabólica²⁰ menos a eficiência mecânica²¹), enquanto as restantes variáveis que actuam sobre o corpo humano²² correspondem a vias de transferência de calor entre o corpo humano e a atmosfera. A termorregulação controla este sistema com vista a manter a temperatura corporal constante. A temperatura corporal é, normalmente, mais elevada do que a temperatura ambiente e o equilíbrio do sistema é mantido através de transferências de calor para a atmosfera por convecção, radiação e

²⁰ Referente à produção de energia por via metabólica.

²¹ Consumo de energia para a execução do trabalho físico,

²² Balanço de radiação, fluxos turbulentos de calor (sensível e latente por difusão do vapor de água a partir da pele e evaporação do suor) e fluxo respiratório de calor.

evaporação (ANDRADE, 1998). Quando a temperatura ambiente é mais elevada do que a temperatura corporal, a termorregulação é efectuada sobretudo pela dilatação dos vasos sanguíneos (que aumentam o fluxo de sangue junto à pele) e pela sudação (libertação de água na pele disponível para evaporação, dependente das condições ambientais). As perdas por evaporação podem efectuar-se ao nível pulmonar ou através da pele. Quando a evaporação é muito rápida, a quase totalidade do calor latente de evaporação provém do interior do organismo o que pode determinar a perda de grandes quantidades de calor e um arrefecimento corporal. Se a quantidade de suor for superior à água que se evapora, o líquido fica retido na pele, o que dificulta a transferência de calor do interior do corpo para a superfície e parte do calor necessário para evaporação provém do ar em contacto com o corpo e não deste, o que dificulta o arrefecimento corporal. A capacidade de evaporação e arrefecimento através da sudação corporal depende da roupa que o indivíduo veste (que reduz ou aumenta a superfície evaporativa), da humidade e da velocidade do ar, que aumenta a dissipação de energia (acelerando a evaporação e a convecção), sempre que a temperatura da pele é inferior à do ambiente. Quando a temperatura do ar é superior a 40°C a movimentação do ar pode aumentar a sensação de calor (FERNÁNDEZ GARCIA, 1996).

Uma das reacções termorregulatórias de resposta ao frio é a vasoconstrição dos vasos sanguíneos, de modo a reduzir o fluxo de sangue junto à pele. De um modo geral, o abaixamento da temperatura dos tecidos provoca entorpecimento corporal e um decréscimo da destreza e da força. Ao frio, o corpo responde com arrepios (resposta apenas temporária), e mais eficazmente com o aumento da produção de calor metabólico - dependente da nutrição e do desenvolvimento de mecanismos de isolamento da pele. Mostram-nos isso estudos com povos índios do Norte da América e Esquimós que têm uma taxa metabólica maior que os Caucasianos. Em relação a este grupo, os Aborígenes Australianos possuem uma pele mais isolada, com propriedades que permitem reduzir em cerca de 30 % a perda de calor do interior do corpo. A capacidade de aclimatização deste grupo ao calor é extraordinária, já que consegue ter taxas de sudação duas vezes superiores aos Europeus (ROSEMBERG, 1983). A influência da velocidade do vento sobre o conforto térmico é assim um factor bastante complexo e difícil de interpretar no contexto do conforto térmico e depende não só da interacção

com outras variáveis climáticas, mas também da capacidade de resistência física dos indivíduos, do seu estado de saúde e da sua origem.

3.2 O VENTO E O CONFORTO TÉRMICO EM AMBIENTES QUENTES: DOIS EXEMPLOS MEDITERRÂNEOS

Num estudo sobre o conforto térmico de Verão em Lisboa (ANDRADE, 1998²³), foi observado que a elevada frequência de ventos de Norte nesta altura do ano é um importante factor de limitação do desconforto devido ao calor, tanto diurno como nocturno. As elevadas velocidades de vento poderão, no entanto, originar algumas situações de desconforto associadas a valores de temperatura fisiológica relativamente baixos (desconforto moderado). Nos casos em que em que a temperatura elevada se associa à baixa velocidade do vento, verifica-se a ocorrência de valores elevados de temperatura fisiológica, antes da influência moderadora da brisa, que transporta ar mais fresco do estuário do Tejo ou do oceano para a cidade. O estudo das brisas do Tejo e do Oceano e as áreas da cidade que afectam torna-se assim importante, sobretudo para o reconhecimento dos locais que, do ponto de vista térmico, são mais confortáveis no Verão.

No final da tarde desses dias de Verão a aceleração do vento, geralmente de Norte, provoca uma diminuição acentuada da temperatura fisiológica.

As situações nocturnas de maior desconforto devido ao calor ocorreram também em situações de calma, ou vento muito fraco de Norte (ANDRADE, 1998).

Na Grécia, outro país mediterrâneo onde se tem estudado a influência das variáveis ambientais no conforto humano e onde ocorrem frequentes vagas de calor no Verão, todas as regiões que se situam abaixo dos 600m de altitude possuem elevados

²³ Nesse trabalho foi utilizada a PET (*Physiological Equivalent Temperature* ou temperatura fisiológica), para caracterizar bioclimaticamente 17 Verões (entre 1981 e 1997) em Lisboa. A temperatura fisiológica permite avaliar através de uma escala em graus centígrados, o efeito das variáveis atmosféricas sobre o conforto e é definida como a temperatura do ar que, numa situação de interior, com um conjunto de condições atmosféricas, resulta na mesma resposta fisiológica que um dado ambiente térmico exterior. Os valores são calculados para um indivíduo padrão com um fato completo (isolamento térmico de 0,9 clo) e uma actividade ligeira, com uma produção metabólica de 80 W m⁻² (ANDRADE e LOPES, 1999).

valores de *stress* térmico (desconforto fisiológico devido ao calor, ou ao frio) no mês de Julho. No entanto, as ilhas do mares Egeu e Jónico possuem comparativamente valores mais baixos, devido respectivamente aos ventos Etésios²⁴, e aos sistemas regionais de ventos que se desenvolvem no mar Jónico (MATZARAKIS et al., 1999).

3.3 O VENTO E O CONFORTO TÉRMICO EM AMBIENTES FRIOS.

Se nos ambientes quentes (ou em locais com uma estação quente) a humidade, a radiação solar e o vento são os factores mais importantes para o conforto humano, nos ambientes frios (ou com uma estação fria) as baixas temperaturas e o vento são determinantes.

Um dos índices mais utilizados em ambientes frios é o *Wind Chill*. Obtido experimentalmente pela primeira vez em 1945 por SIPLE E PASSEL a partir da perda de calor de um recipiente de água não isolado, em condições “Antárticas”, este índice relaciona a temperatura com a velocidade do ar e exprime a perda de calor corporal por unidade de superfície de pele, estimando a taxa de arrefecimento do corpo humano, naquelas condições. Segundo a equação proposta, a perda de calor corporal atinge um máximo com uma velocidade de vento cerca dos 25 m/s.

Pelas condições em que foi obtido, apenas tem sido utilizado com algum sucesso em países com estações frias, intensas e prolongadas, do Norte da Europa e da América, onde é diariamente divulgado. Várias adaptações a este índice tem sido propostas ao longo dos anos, sendo actualmente o *Wind Chill Equivalent Temperature* o mais utilizado para exprimir a sensação de desconforto. Com este índice pretende-se fazer uma correcção para um valor de temperatura equivalente à que seria necessária para manter as capacidades térmicas de um indivíduo, mas sem movimento do ar. Por exemplo, para uma taxa metabólica de 2 W m^{-2} e um vento de $0,28 \text{ m s}^{-1}$, o decréscimo

²⁴ Ventos frescos e relativamente secos que têm origem na confluência entre o movimento ciclónico da depressão asiática, por vezes centrada no planalto Tibetano e as altas pressões subtropicais com limite oriental na região Balcânica, conferindo uma trajectória ao vento de Norte e Noroeste sobre o Mar Egeu.

térmico devido ao vento é de cerca de 7,2°C. Uma pessoa que sinta conforto ao ar livre, em condições de ausência de vento e a uma temperatura de 20°C, sentir-se-ia desconfortável se o vento aumentasse para um valor tal que permitisse a perda de 1 W m⁻² de taxa metabólica corporal e assim a temperatura equivalente descresse para 12°C. Este índice é considerado mais correcto do que o *Wind Chill* porque é tomado em conta o factor de isolamento da roupa. No entanto, a sua operacionalização não tem sido efectivada por ser mais complexa que o original. Outros índices têm aproveitado os conceitos da *Wind Chill Equivalent Temperature*, embora incluindo outros parâmetros como a radiação solar (PARSONS, 1993).

Na interpretação dos valores destes índices deve ter-se em conta que a perda de calor por uma pessoa exposta ao frio depende também do tipo e quantidade de roupa que se usa. O conforto humano depende assim mais da sensação térmica nas extremidades expostas do que do balanço energético total do corpo. Mesmo quando o corpo está protegido, o calor é mais rapidamente dissipado a partir dos dedos do que do interior do corpo.

3.4 O VENTO E O CONFORTO TÉRMICO DE INVERNO NUM VALE A NORTE DE LISBOA

Apesar de na região de Lisboa não se registarem períodos longos de frio intenso, podem ocorrer alguns episódios frios, devidos normalmente a advecções de ar polar ou ártico sobre a Península Ibérica. Em Lisboa, as temperaturas mínimas mais baixas registadas nos meses mais frios de Dezembro a Fevereiro podem descer a 4 °C, enquanto a mediana das temperaturas mínimas ronda os 8 °C (RAMOS, 1986). No princípio do mês de Janeiro, a mediana tem 15% de probabilidade de ultrapassar os 10°C e a mesma probabilidade de ser inferior a 4°C (ALCOFORADO, 1992). Na presença destes valores e de vento relativamente forte não serão de excluir situações em que na cidade possam ocorrer sequências de dias em que o desconforto térmico devido ao frio e ao vento seja de negligenciar.

Numa área urbanizada a Norte de Lisboa (Caneças), foi realizado um estudo sobre a influência da radiação e do vento no conforto térmico humano, durante uma

noite de Inverno (13 de Fevereiro de 1999), tendo-se utilizado a já referida temperatura fisiológica (ANDRADE e LOPES, 1999). Durante a noite (típica de arrefecimento radiativo, sem nebulosidade, e vento moderado de Nordeste), foi verificado que a temperatura fisiológica foi sempre inferior à temperatura do ar, devido ao vento e às temperaturas de superfície. O centro da localidade apresentou a temperatura fisiológica mais elevada, tendo contribuído para isso os baixos valores de radiação em ondas longas e a diminuição do vento com a rugosidade do casario.

4. OS VENTOS MUITO FORTES COMO FACTOR CLIMÁTICO DE RISCO NAS CIDADES

Os órgãos de comunicação social, sobretudo a imprensa escrita constituem na nossa sociedade um meio privilegiado de difusão de informação, sobretudo porque ela é dada a cada momento, mantendo os cidadãos informados sobre o que se passa no mundo. As grandes catástrofes naturais e, no caso que nos interessa, as adversidades causadas por uma atmosfera global em nítida mudança, detêm um espaço cada vez maior nos meios de comunicação, ao ponto de por vezes serem banalizadas ou, pelo contrário, incessantemente noticiadas. Com a banalização da *Internet* os principais jornais portugueses e mundiais disponibilizam gratuitamente toda a informação essencial, nos momentos imediatos à ocorrência de fenómenos atmosféricos extremos. Durante alguns anos (entre Outubro de 1999 e Janeiro de 2002) foi recolhida a informação de última hora sobre os eventos atmosféricos extremos que por esse *Mundo* acontecem. Neste capítulo, apresentam-se alguns factos noticiados nas edições electrónicas dos jornais mais prestigiados tanto a nível nacional, como por exemplo o “Público”, o “Diário de Notícias” e o “Jornal de Notícias”, como internacional, - “*Le Monde Edition Electronique*”, “*New York Times on the Web*”, “*El Pais Digital*”. Também foram recolhidos algumas reportagens de outros *media*, como a “TSF online” e a “*BBC News*”.

Este tipo de informação, bastante sujeita a *timings* apertados, que nem sempre permitem a sua confirmação por parte do jornalista (que tem pouco interesse em fazê-lo, depois da notícia deixar de ter interesse para o grande público), deve ter um tipo de tratamento cuidado, confirmando-se a fidedignidade das fontes e dos factos em si

(filtrando-se aquilo que não parece verosímil), de modo a que ela se torne uma importante matéria de reflexão.

4.1 AS TEMPESTADES QUE "CHOCARAM" A EUROPA EM DEZEMBRO DE 1999

“Uma tempestade com algumas características muito semelhantes às dos trópicos atravessou o Norte da Europa, do Reino Unido à Alemanha, causando mais de 50 mortos, centenas de feridos e imensos estragos materiais. A região de Paris foi a que mais sofreu, com rajadas que em alguns pontos atingiram os 200 quilómetros por hora”. Foi com esta manchete que a edição electrónica do jornal “Público” fazia a sua edição de 27 de Dezembro de 1999, aludindo a uma aldeia gaulesa da ficção desenhada, e comparando-a à cidade de Paris: *“os parisienses vão ter dificuldade em esquecer o que aconteceu na noite de sábado e ontem de manhã, quando o céu lhes caiu literalmente sobre a cabeça”.* E a notícia avançava com algumas estatísticas sobre as consequências da tempestade, que os meteorologistas da *Météo France* qualificaram de “histórica e excepcional”: após o primeiro dia registaram-se 27 mortos, 20 feridos graves, milhares de árvores centenárias literalmente arrancadas e uma estimativa entre 800 mil e 1,5 milhões de lares sem energia eléctrica. O tráfego aéreo, ferroviário e rodoviário foi completamente parado durante vários dias. Seis dos feridos muito graves encontravam-se em *bungalows* instalados no “Parque Euro Disney”, que foram “esmagados” por árvores que se abateram sobre eles.



Fig. 2.2 – Paris depois da tempestade de Dezembro de 1999. "Milhares de árvores foram literalmente arrancadas pelo vento".

“Na Normandia, não tinham conta as habitações sem telhados, as estradas cortadas, as áreas inundadas e as árvores derrubadas. Na região leste do país, o tráfego ferroviário foi também interrompido entre Nancy e Estrasburgo, e três aviões de pequeno e médio porte foram virados pelo vento no aeroporto de Metz” (Jornal “Público” de 27 de Dezembro de 1999).

Mas a tempestade fez numerosas vítimas noutros países. Na Suíça as autoridades confirmaram 11 mortos, muitos deles automobilistas esmagados pela queda de árvores. Nas áreas montanhosas, os ventos atingiram velocidades entre 180 e 220 km/h. Na Alemanha a tempestade fez 15 mortos e numerosos feridos “nas regiões de Baden-Württemberg (na região sudoeste), Baviera (no sul) e Renânia-Palatinado (no oeste), quase todos também atingidos por árvores arrancadas pelo vento, que chegou a atingir 213 km/h na região da Floresta Negra. Muitas linhas de alta tensão foram cortadas por árvores e o fornecimento de electricidade foi interrompido em várias zonas. Um Natal “negro”, sobretudo para os habitantes das localidades por onde esta forte tempestade passou.

A maior parte das vítimas tiveram, como principal causa de morte, o esmagamento devido a queda de árvores, mas foram também noticiadas algumas vítimas devido a queda de chaminés, gruas e andaimes de obras, elementos preponderantes nas cidades por onde passava a tempestade.

“Na Suíça, uma mulher faleceu depois de ter sido atingida por uma árvore, no cantão de Berna, e uma outra morreu também atingida por uma árvore, no cantão de Appenzell. Duas outras pessoas faleceram no cantão de Zurique, uma das quais apanhada no interior do seu carro, que foi atingido por uma árvore....Em França, o número de mortes poderá ainda aumentar, mas a região mais afectada foi a de Paris, onde dois automobilistas morreram devido à queda de árvores sobre os seus carros. O corpo de um homem foi encontrado nos escombros de uma casa, depois da queda de uma chaminé causada pela tempestade...Um outro homem foi morto nos lagos Suíços, em Versalhes, por detrás do palácio, devido à queda de uma árvore. Nos jardins do Palácio de Versalhes, um dos locais turísticos mais visitados da região de Paris, quatro mil árvores foram arrancadas pela tempestade. No total o “Office national des forêts”

estimava 60 000²⁵ caídas naquela cidade (Le Monde édition électronique de 28 de Dezembro de 1999). A violência dos ventos...atingiram velocidades entre os 140 e os 160 quilómetros/hora...” (“Público” de 27 de Dezembro de 1999).

A edição electrónica do jornal “Le Monde” fazia uma resenha ainda mais dramática sobre os acontecimentos que devastaram parte da Europa Ocidental e Central:

“Le vent est arrivé par l'ouest, samedi 25 décembre. Les départements normands (Manche, Calvados, Orne, Eure, Seine-Maritime) ont été les premiers touchés. Toits arrachés dans des hangars agricoles, des fermes, des habitations, arbres déracinés : la région offrait, lundi 27 décembre, un spectacle de désolation. Sur le pont de Normandie, les bourrasques de vent ont atteint la vitesse de 216 kilomètres à l'heure“ Les réseaux électriques ont été les premiers à souffrir : 30 000 foyers ont été privés d'électricité dans la Nièvre, 60 000 dans l'Yonne, 30 000 en Côte d'Or et 16 000 dans le Jura, où le préfet a déclenché le plan « électro-secours ». Un peu plus au nord, c'est le plan Orsec qui a été mis en oeuvre dans quatre départements du Grand Est : Meurthe-et-Moselle, Marne, Haute-Marne, Vosges, où 40 à 80 % des foyers ont été privés de courant, et la majeure partie du réseau routier a été endommagée. Dans les Vosges, 18 des 21 postes de haute tension étaient hors d'usage dimanche soir. Ces coupures ont provoqué des pannes dans certaines stations de pompes et privé d'eau plusieurs agglomérations. Des trains sont restés bloqués sur les voies. Des maisons de retraite et des maternités se sont trouvées privées de chauffage“.

No Sul da França também se fizeram sentir os efeitos nefastos desta tempestade excepcional: *“Si le nord du pays a été le plus dévasté, la tempête a été ressentie jusqu'au sud. Arbres déracinés dans les Alpes-Maritimes, voitures renversées et pylônes arrachés en Corse”* (Le Monde, de 27 de Dezembro de 1999).

No dia 28 de Dezembro a imprensa dava conta de mais uma dezena de mortos em França sobretudo devidas a árvores *“que esmagam as pessoas nas ruas ou desabam sobre os telhados de casas menos resistentes. As obras são áreas de grande risco. Gruas de obras desabaram; dois trabalhadores da construção civil morreram esmagados por uma parede. Até foi relatada a morte de uma pessoa atingida em*

²⁵ Número talvez inicialmente exagerado pelos meios de comunicação, mas que mostram o dramatismo decorrente desta situação.

cheio por um capacete de protecção usado pelos trabalhadores da construção. A devastação de cidades como Paris é quase total.” (“Público” de 28 de Dezembro de 1999).

O balanço final das vítimas era catastrófico: aos cinquenta mortos em França, dever-se-iam adicionar trinta e um no resto da Europa.

Na origem desta tempestade (uma das mais intensa que assolaram a Europa nos últimos 100 anos), estão efectivamente duas depressões: a primeira (a 26 de Dezembro de 1999) que atravessou rapidamente o Norte do território Francês ao longo do paralelo 49° N. *“Cette dépression qui touche le Finistère le 26 décembre vers 2 h locales se situe sur Strasbourg aux environs de 11 h, elle s'est donc déplacée à environ 100 km/h”. Outre les vents exceptionnellement fort mesurés dans l'intérieur des terres, cet ouragan est exceptionnel par le creusement de la dépression qui s'est accentué sur terre, en raison probablement d'une interaction forte avec les courants jets d'altitude qui étaient proches de 400 km/h à 9000 m d'altitude.*” (Página Internet da Météo France).

Uma segunda depressão surgiu no sul da Bretanha na manhã do dia 27 com um núcleo central com 965 hPa. A Météo France dava conta de alguns valores de velocidade de vento registados durante os dias das tempestades. Dia 26 a estação de Paris/Montsouris registou 169 km/h; Orly: 173 km/h; Colmar: 165 km/h; Estrasburgo: 144 km/h. No dia 27: La Rochelle: 151 km/h; Biscarosse: 166 km/h; Cap Ferret: 173 km/h; Bordéus: 144 km/h; Clermont-Ferrand: 159 km/h.

4.2 BALANÇO ECONÓMICO, SOCIAL E AMBIENTAL DAS TEMPESTADES DE DEZEMBRO DE 1999 EM FRANÇA

É impressionante: só na região de Paris e Ile-de-France foram confirmados 11 mortos e uma centena de feridos. O património cultural foi bastante afectado e a reconstrução de alguns monumentos (Petit Palais, Notre Dame e a Casa de Balzac) iriam consumir qualquer coisa como 450 milhões de Francos. Para reparar o Palácio de Versalhes estimaram-se gastos na ordem 230 milhões. Oitenta lugares de cultura e 520

estabelecimentos escolares ficaram seriamente danificados. Os maiores estragos estenderam-se a 540 parques e jardins, aos aeroportos de Orly e Roissy, às redes ferroviárias e de auto-estradas que ficaram impraticáveis. Várias centenas de milhares de habitantes de Paris e arredores ficaram privados de rede eléctrica e telefones. Na cidade, 6000 árvores arrancadas e 7492 em Versailles (Geo, nº253 de Março de 2000).

Para termos uma ideia da frequência deste tipo de tempestades na Europa, refiram-se as palavras do meteorologista norte americano Todd Miner, da *Pennsylvania State University* citado pelo *New York Times* de 29 de Dezembro de 1999 (ed. elec.): *“Sunday's storm, in terms of wind strength and damage inflicted, was a "one-in-50-year event," but that its quick succession by an equally powerful storm in nearly the same area could be expected only "once in a hundred" years”*.

4.3 BREVE BALANÇO DAS TEMPESTADES NA EUROPA NOS ÚLTIMOS 20 ANOS

Esta situação de fortes tempestades não foi única: na sua edição electrónica de 27 de Dezembro de 1999, o jornal "Le Monde" publicava um resumo das mais nefastas dos últimos 20 anos.

“Dans la nuit du 15 au 16 octobre 1987, les côtes ouest de l'Europe avaient été balayées par une tempête qualifiée de séculaire. Les vents avaient atteint 220 km/h à la pointe du Raz (Finistère). Cinq jours plus tard, 100 000 foyers de Bretagne et de Basse-Normandie étaient toujours privés d'électricité. Le bilan s'élevait à quatre morts. Plus meurtrières furent les tempêtes qui frappèrent l'Europe durant l'hiver 1989-1990. On dénombrait 20 morts et disparus après un premier épisode dépressionnaire en décembre. Le 25 janvier 1990, une nouvelle tempête, accompagnée de rafales de vent dépassant 180 km/h, causait une centaine de morts. Le 3 et le 14 février, puis du 26 février au 1er mars, l'Europe était à nouveau balayée. Au total, on comptait près de 200 morts en Europe, dont plus de 80 en France”.

4.4 OS VENTOS MUITO FORTES NOS EUA: UM PAÍS HABITUADO AOS FENÓMENOS CLIMÁTICOS EXTREMOS

As catástrofes naturais relacionadas com os ventos extremamente fortes provocadas por furacões e outras tempestades tropicais, e tornados nos EUA têm ocorrido com grande frequência e intensidade. “Extreme winds are responsible for this country’s highest average annual loss of life from natural hazard incidents, far surpassing earthquakes and other natural hazards.” (AMERICAN ASSOCIATION FOR WIND ENGINEERING, 1997). Só o furacão Andrew (um dos mais devastadores da história daquele país em 1992), causou perdas na ordem dos US\$30,000,000,000, dos quais, metade foram perdas directas pagas pelas companhias de seguros. O mesmo relatório da AAWE refere que, em média, perdem-se cerca de 350 vidas por ano nos EUA, considerando os valores desde que há registos até ao final dos anos oitenta. Prevê-se que as perdas por causa dos ventos fortes “deverão aumentar devido à percentagem crescente de área ocupada pelo Homem e ao facto das suas estruturas continuarem também a crescer; o uso de novas técnicas de projecto e o recurso a novos materiais resulta em estruturas e edifícios maiores, mais leves e com amortecimentos mais pequenos; o vidro e os materiais plásticos cobrem áreas cada vez maiores das novas construções e o número de casas pré-fabricadas (segundas residências) tem crescido em flecha” (CERMAK, citado por SARAIVA, 1983).

4.5 TEMPESTADES E VENTOS FORTES EM PORTUGAL

Embora o nosso clima seja “bem comportado”, têm também ocorrido alguns episódios de ventos fortes com consequências graves para as populações urbanas. Está bem presente na memória de todos o vendaval dos últimos dias de Dezembro de 1981, com velocidades de rajada na ordem dos 100 a 120 km/h, responsável por elevados prejuízos materiais e por uma dezena de vidas humanas (SARAIVA, 1983).

Mais recentemente ocorreram também outros eventos graves: por exemplo entre os dias 20 e 24 de Outubro de 1999, as rajadas de vento atingiram os 90 km/h. No dia

24, uma árvore caiu em cima de uma viatura ligeira ferindo duas mulheres (Diário de Notícias).

Na sua edição de 26 de Junho 2000 o jornal “Público” noticiava com a manchete “Minitornado Varre Grande Lisboa”, a ocorrência de vento muito forte com rajadas de 80 km/h que, para “além de assustarem muita gente e de terem levado ao encerramento temporário do tráfego de motorizadas na Ponte 25 de Abril, provocaram um ferido em estado grave. A queda de uma pernada de uma árvore atingiu uma mulher provocando-lhe fracturas múltiplas”. Nestes dois últimos casos, as rajadas máximas de 80 a 90 km/h são valores que têm um período de retorno inferior a 2 anos na cidade de Lisboa, enquanto o episódio de 1981 esse período estatístico é de cerca de 7/8 anos (BORGES, 1971, p.273). Não estamos, portanto, a citar eventos absolutamente excepcionais.

Em Fafe, no dia 5 de Novembro de 2000, um automobilista morreu na sequência de uma queda de uma árvore, devido aos de ventos fortes e à chuva intensa que assolou o norte e o centro do País. Em Viseu ocorreu um acidente com dois feridos ligeiros consequência da queda de duas árvores (“Público” de 7 de Novembro de 2000).

Dezembro de 2000: rajadas de vento de 120 km/h e chuvas intensas fizeram estragos um pouco por toda a região algarvia, com especial incidência na zona do sotavento. “Os fortes ventos, para além de derrubarem árvores, também arrancaram telhas em quatro habitações em Tavira.” (“Público” de 23 de Dezembro de 2000).

Em Outubro de 2001, o vento forte provocou também a queda de cerca de uma dezena de árvores, sobretudo na “zona alta” da cidade de Lisboa, nomeadamente nas avenidas de Roma, do Brasil, Rio de Janeiro e Estados Unidos da América, com danos em diversos automóveis (“Público” de 29 de Outubro de 2001).

4.6 E SE UM DIA O “CÉU NOS CAIR EM CIMA DA CABEÇA”?

É claro que as escalas de intensidade dos fenómenos climáticos extremos que ocorrem no continente americano, sobretudo o vento forte, é muito superior às produzidas pelas depressões associadas à passagem da frente polar, que assolam a Europa Ocidental. Mas o clima também está a mudar prevendo, todos os estudos, um

aumento na frequência e intensidade dos fenómenos extremos nas latitudes médias (IPCC 1997) e também no território de Portugal Continental (SANTOS et al., 2001), fruto do suposto aquecimento global.

E se as depressões que provocaram a devastação na Europa em Dezembro de 1999 descessem 8° em latitude? Não estaremos nós também, tal como o resto do Planeta, a verificar a concentração de população em torno das grandes cidades, no nosso caso junto do litoral, criando-se novas urbanidades construídas com materiais menos resistentes devido à forte pressão do mercado urbanístico, em muitos casos desregrado?

Os ventos extremos, entendidos aqui como fenómenos atmosféricos anormais e cuja velocidade atinge valores absolutamente excepcionais - como aqueles que sopraram na Normandia e em Paris em Dezembro de 1999, na ordem dos 200 km/h, são pouco frequentes. No entanto, pelo rasto de devastação que deixam atrás de si merecem um estudo aprofundado, não só porque as cidades são locais particularmente vulneráveis a este tipo de fenómeno atmosférico, mas também porque elas são “pensadas” para situações “estáveis”, sem terem em conta possíveis riscos climáticos extremos, do tipo dos que aqui se abordaram.

5. O VENTO MUITO FORTE: FACTOR DE ANSIEDADE

Desde Hipócrates que se tem tentado demonstrar a influência do tempo na saúde e na disposição humana (PARSONS, 1993). Alguns autores têm sugerido que certos parâmetros climáticos são factores de ansiedade, influenciando as taxas de suicídio e induzindo o aparecimento de psicoses, alcoolismo e aporte calórico. Tempestades e ventos fortes podem produzir irratibilidade, impaciência, nervosismo e pessimismo (MILLS, 1939 e LYNN, 1991, citados por PARSONS, 1993). Alguns “ventos quentes”, do tipo “Föhn” que ocorre em vários locais do mundo, como por exemplo em Innsbruck, na Suíça, têm sido associados ao aumento das taxas de suicídio, sendo a causa provável o aumento de iões positivos na atmosfera. Este fenómeno parece desencadear outros sintomas menos graves nalgumas pessoas, como dores de cabeça, obstrução nasal, dores de garganta, rouquidão e tonturas. Quando é restabelecido o valor normal de iões

positivos na atmosfera estes sintomas desaparecem (RICHARDSON et al., 1968, citado por ROSEMBERG, 1983).

Mas apesar destes factores serem empiricamente reconhecidos, testar estas hipóteses e reconhecer os mecanismos atmosféricos, que alteram a fisiologia e o comportamento humano é uma tarefa muito difícil. De qualquer modo, nas relações entre os parâmetros atmosféricos, nomeadamente os ventos fortes e certas atitudes comportamentais (depressão, agressão e outras reacções psicológicas), terão maior importância as características dos indivíduos do que o efeito do tempo atmosférico por si só (PROVINS, 1966, citado por PARSONS, 1993).

O vento muito forte poderá ser um factor de ansiedade para a maior parte dos habitantes das cidades, sobretudo se outros factores condicionarem a atitude das pessoas perante as intempéries. No dia 7 de Dezembro de 2000, era noticiado que *“Lisboa e Porto viveram um pesadelo como há muito tempo não lhes acontecia. Os repetidos avisos de mau tempo e de agravamento da situação ao longo de todo o dia e a expectativa de que tudo se poderia acentuar com a chegada da noite deixaram a população em estado de compreensível ansiedade... Instalado o alarme no país, o Grande Porto passou uma tarde de expectativa...Um boato, lançado a meio da tarde, fez com que a cidade tivesse conhecido um monumental engarrafamento, com todas as saídas bloqueadas a partir das 18 horas com os motoristas apostados em chegar a casa antes que a borrasca se desfizesse sobre as cabeças de cada um...Ora, esta informação não era de todo verdade. Aconteceu que o Serviço Nacional de Protecção Civil (SNPC), difundira algumas recomendações genéricas, nomeadamente quanto aos cuidados a ter com os materiais "mal fixados para que, face à força do vento não possam ser projectados" (Jornal de Notícias). Afinal as rajadas de vento não ultrapassaram 80 km/h, não se tendo justificado a situação de “pânico” nas principais cidades portuguesas. Não estariam as pessoas apenas com medo que as grandes filas nas auto-estradas, ou eventuais cortes de trânsito nas pontes que ligam as margem das cidades lhes eternizassem a chegada a casa depois de um longo dia de trabalho?*

6. O VENTO E AS ACTIVIDADES DE LAZER AO AR LIVRE

Sob o ponto de vista de algumas actividades humanas, o vento pode ser um factor limitante, até por vezes indesejável, sobretudo quando é muito forte. Não é desconhecido o descontentamento de alguns prestadores de serviços do sector da hotelaria que, durante os meses de Verão, criam expectativa no sentido de tentar atrair clientes para as esplanadas da zona oriental da cidade, junto ao rio Tejo e vêm goradas algumas oportunidades de negócio. Foi-nos dito pessoalmente pela responsável dos locais de lazer da Marina da EXPO que frequentemente as festas programadas nessa zona da cidade são canceladas em certas noites de Verão, devido ao vento que por vezes é demasiadamente forte para que se possa permanecer nos espaços exteriores.

Estudos recentes sobre o efeito do vento nos transeuntes no actual Parque das Nações - EXPO 98 (SARAIVA et al., 1997), mostraram que uma velocidade efectiva (índice que combina a velocidade média com as rajadas de vento) superior a 9 m/s pode afectar significativamente a marcha de um indivíduo, enquanto que valores superiores a 20 m/s podem ser perigosos para as pessoas fisicamente mais debilitadas. Foi determinado que alguns locais do recinto da EXPO 98 eram mais susceptíveis do ponto de vista do conforto mecânico, tendo sido estimado que, anualmente, podem ocorrer mais de 43 horas com velocidades de vento efectivo superior àquele limiar crítico de 20 m/s.

No litoral ocidental da Península de Lisboa também é conhecido o desconforto por excesso de vento provocado pela Nortada no Verão. No Guincho foi estimado que nos dias que as pessoas consideraram mau tempo de praia, 60% das observações correspondem a situações de vento forte de Norte e noroeste a meio do dia. “Na maior parte dos dias e desde que a humidade relativa não seja muito elevada, o bem estar do veraneante parece poder ser apenas perturbado pelo vento, que actua como factor limitante das actividades ao ar livre (ALCOFORADO, 1992).

7. SÍNTESE DAS LIMITAÇÕES E POTENCIALIDADES DO VENTO EM MEIO URBANO

A partir da informação exposta, tentou fazer-se uma síntese das questões mais importantes, apresentando-se no quadro 3.1 um resumo das principais vantagens e inconvenientes ambientais do vento em meio urbano.

Quadro 3.1– Síntese de limitações e potencialidades do vento em meio urbano

Inconvenientes ambientais do ponto de vista do conforto térmico, mecânico, segurança e comportamento dos indivíduos.	Vantagens ambientais do vento do ponto de vista do conforto térmico e da saúde
Arrefecimento do ar no Inverno (<i>Windchill</i>)	
O vento forte pode ser inconveniente para certas actividades de lazer ao ar livre, podendo inviabilizar a permanência de pessoas em certos locais.	Dispersão de poluentes, eventualmente para locais menos densamente povoados.
Vento efectivo muito forte (superior a 9 m/s) pode afectar a locomoção dos indivíduos.	Regulação dos padrões térmicos desfavoráveis diminuindo, por exemplo, a ocorrência das vagas de calor extremo.
Vento com rajadas superiores a 20 m/s pode ser perigoso para indivíduos mais debilitados, ou pode haver perigo de queda e consequente choque de vários elementos (chaminés, telhas, etc.), contra os indivíduos.	Melhoria dos factores ambientais que condicionam a saúde e o conforto humano, sobretudo em indivíduos fisicamente mais debilitados (idosos e crianças).
Factor de ansiedade	

As consequências do vento aqui apresentadas dependem das características de cada indivíduo e da sua capacidade de tomar medidas (adaptações locais, ou integradas em acções concretas de planeamento urbano de escala regional), que se realizem para mitigar os efeitos do vento.

A descrição mais ou menos exaustiva, que se acabou de efectuar, serve antes do mais para levantar uma questão: quais serão as consequências na cidade de Lisboa se um dia for atingida por uma tempestade com a mesma escala de intensidade e devastação das que atingiram a Europa Ocidental em 1999. Neste domínio pouco se tem feito para estudar os riscos que cidadãos de Lisboa correm ao habitarem em áreas mal projectadas e degradadas, tornando-se assim isso urgente conhecerem-se as áreas

mais expostas aos ventos muito fortes. Deixam-se aqui algumas sugestões para estudos futuros:

- a) avaliar o estado de conservação dos equipamentos urbanos de Lisboa; Segundo julgamos saber, ainda não foi feito qualquer inventariação dos elementos urbano construídos, que tem um maior risco de serem destruídos pelo vento e causarem estragos em bens e pessoas. Veja-se a título de exemplo as quantificações efectuadas desde 1962 pelo “*Building Research Establishment*” (fig. 2.3).

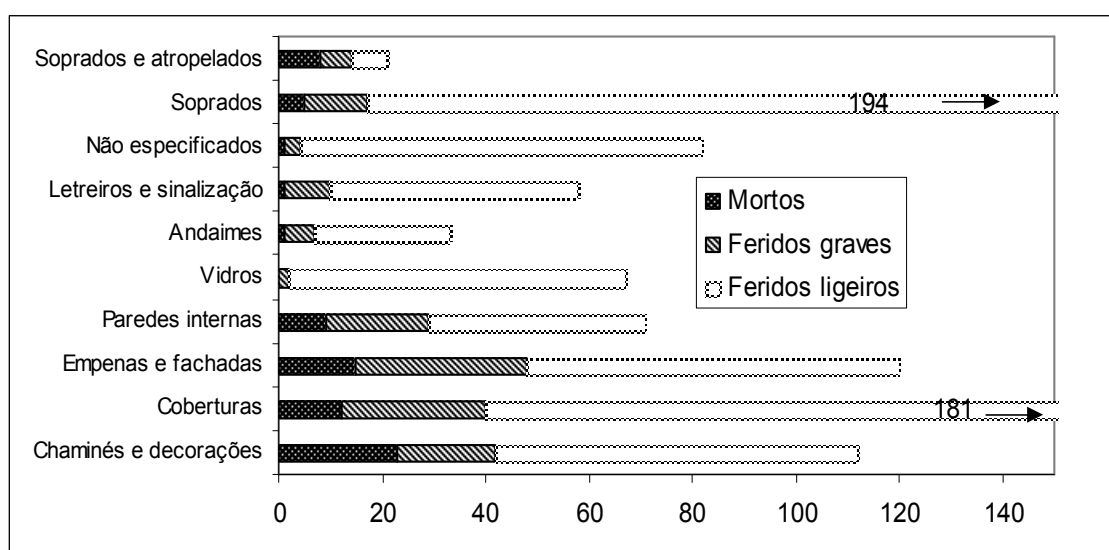


Fig. 2.3 – Número de acidentados por queda de elementos urbanos com vento forte (Saraiva, 1983).

- b) avaliar o “estado de saúde” do parque verde da cidade; para tal seria necessário estimar “onde” e “quantas” árvores seriam arrancadas no caso de ocorrerem fortes vendavais e que prejuízos poderiam causar à população.
- c) incrementar os estudos sobre a análise dos riscos catastróficos devidos aos ventos fortes; essa avaliação deve ser feita pelas companhias seguradoras, ou pelo Instituto de Seguros de Portugal, entidade que detém uma função normativa e que colabora na elaboração de diplomas legais que regulam o acesso e exercício da actividade seguradora no nosso País. Por serem pouco

frequentes, os riscos envolvidos são de difícil quantificação, uma vez que o mesmo evento origina normalmente perdas em riscos abrangidos por vários ramos. Têm, no entanto, um custo médio bastante elevado, aumentando com a concentração e aumento da população e a riqueza das comunidades (ABRASSART, 1997).

CAPÍTULO 3

BREVE REFERÊNCIA AOS REGIMES DE VENTO NA REGIÃO DE LISBOA

1. O VENTO NA REGIÃO DE LISBOA.

Neste ponto pretende-se mostrar quais as principais características dos ventos junto à superfície em Lisboa. Dá-se maior destaque aos regimes de Verão porque eles serão motivo de estudo mais aprofundado em capítulos posteriores. *A priori*, tudo leva a supor que os principais problemas ambientais poderão ter uma maior incidência na época mais quente do ano, a verificar-se a conjugação da redução da velocidade do vento por causa do crescimento da cidade (como se demonstrará mais adiante), com temperaturas mais elevadas e os elevados valores de radiação solar. Não se deixará de fazer uma referência às brisas que poderão atenuar os efeitos desagradáveis e nocivos para os habitantes da cidade.

O regime anual do vento na região de Lisboa é bem conhecido e está suficientemente documentado: à altitude de 500 hPa (aproximadamente 5575 m, considerando a atmosfera standard), livre dos efeitos perturbadores do relevo, o fluxo provém, quase todo o ano, do quadrante oeste. No Inverno, a segunda componente é o noroeste. Depois do quadrante oeste, ainda em altitude, o sudoeste tem mais importância no Verão. Àquela altitude o fluxo de leste é raro.

À superfície a frequência de ocorrência do vento de Norte atinge quase 50%. Nos meses de Verão, o fluxo é geralmente de norte no litoral junto a Lisboa, quando existe um anticiclone Atlântico, eventualmente prolongado em crista segundo os meridianos, ou uma depressão (que pode ou não ser de origem térmica) sobre a Península Ibérica ou a oriente desta. No Inverno, não existe uma direcção predominante, podendo o vento soprar de sudoeste, oeste e mais raramente de noroeste, ou, pelo contrário de nordeste ou de este.

1.1 REGIMES DE VERÃO

1.1.1 A NORTADA: O VENTO DOMINANTE DO VERÃO LISBOETA

O regime do vento no Verão na Região de Lisboa é dominado pela Nortada, um vento relativamente forte que ocorre em toda o litoral ocidental da Península Ibérica, entre Maio e Setembro/Outubro.

Este vento regional ocorre quando existe um forte gradiente de pressão atmosférica entre o interior da península aquecido, onde por vezes se mantém uma depressão térmica e o oceano com uma temperatura mais baixa, sobre o qual está normalmente o anticiclone dos Açores. *C'est que l'accumulation de chaleur sur les hauts plateaux de Castille (altitude moyenne de 600 m) entretient des dépressions d'origines variées qui, associées aux cellules anticycloniques atlantiques, déclenchent une circulation régionale de nord sur le Portugal* (FERREIRA, 1984).

A diminuição da pressão entre o centro do anticiclone e o interior da Península pode, por vezes, ser superior a 12 hPa e as diferenças entre o oceano e o interior do País podem atingir 4 hPa.

Num estudo sobre as interacções entre os regimes de vento de Verão e as brisas do oceano e do estuário do Tejo, ficou demonstrado que as direcções mais frequentes do vento são o norte e o noroeste na região de Lisboa (ALCOFORADO, 1987). Durante o período estudado (Verões de 1973 a 77, 81, 83 e 84), o vento soprou de Norte em 45% dos casos, na estação meteorológica de Cabo-Ruivo, na zona oriental da cidade. Em

27% destes dias de Junho a Setembro, a Nortada foi considerada forte (velocidade médias horárias ≥ 15 km/h – aproximadamente 4,2 m/s). A velocidade do vento pode atingir 50 km/h (13,8 m/s) no início da tarde e 70 km/h (19,4 m/s) antes do anoitecer. O máximo número de dias com vento de Norte ocorre no final de Julho e durante o mês de Agosto.

A sul do Tejo as condições de ventilação parecem reforçam-se, a tal ponto que os ventos de Norte representam 80% das observações de Julho e Agosto no Cabo de S. Vicente. As velocidades mais elevadas correspondem, em exclusividade, aos ventos de norte, cujas rajadas ultrapassam por vezes os 60 km/h (16,7 m/s) em Agosto. (FERREIRA, 1989).

1.1.2 A INFLUÊNCIA DAS BRISAS DO OCEANO E DO ESTUÁRIO DO TEJO.

As brisas do mar e/ou do estuário são ventos de "origem térmica", que se desencadeiam quando as diferenças de temperatura e pressão entre as atmosfera continental e marítima atingem valores elevados e teoricamente cessam quando as temperaturas desses dois ambientes se igualam (ALCOFORADO, 1987).

Nos dias de vento muito forte e contínuo em Lisboa não se costuma observar fenómenos de brisa (ou, melhor dizendo, não se conseguem detectar facilmente caso tenham uma direcção próxima do vento de gradiente), embora possa ocorrer durante a tarde uma inflexão do fluxo para oeste.

Foram já identificados vários regimes de brisas em Lisboa (cerca de 30% dos dias de Verão); estes têm como principal característica uma rotação na componente direccional do vento: em 8 % dos casos o vento sopra no início da tarde de leste, depois de sudeste e às vezes ainda de sul; noutros casos (11%) o vento norte ou nordeste roda para sudeste trazendo ar mais fresco e húmido do Tejo. Em ambos os casos verifica-se um atraso na ocorrência das temperaturas máximas em Lisboa.

Em 11% dos casos as brisas podem rodar mais de 270° para a direita: vários exemplos estudados por ALCOFORADO (1987) mostram que, de manhã, o vento pode soprar de este ou sudeste, nuns casos, ou de norte noutros, depois vai rodando durante o

dia, atingindo no final da tarde o rumo de sudoeste ou mesmo oeste. As causas da rotação das brisas, sobretudo as observadas na zona oriental da cidade, continua por se esclarecer, embora já tenham sido apontadas duas hipóteses que não se excluem, antes podem actuar conjuntamente:

- a) a brisa do oceano, ainda fraca de manhã seria canalizada pelo Tejo, divergindo onde o estuário alarga tomando a componente de sudeste;
- b) de manhã a própria brisa seria um fenómeno localizado, induzido pelas diferenças de temperatura entre o estuário mais fresco e a cidade mais aquecida.

Estes ventos que transportam ar marítimo ou fluvial e que normalmente refrescam a cidade podem impedir a subida de temperatura que marca o ritmo térmico diário e atrasar a descida da humidade relativa. Quando é restabelecida a Nortada, com o conseqüente aumento da velocidade do vento, verifica-se geralmente uma subida da temperatura e uma descida da humidade relativa.

Nos restantes dias (24% dos casos) o vento ou sopra de sul (14%) ou tem direcções bastante variáveis (10% que não se enquadram nos esquemas atrás citados pela autora) devido a raras situações depressionárias associadas ou não à passagem da frente polar, que ocorrem sobretudo no início e no fim da estação quente. Nestes dias as amplitudes térmicas diurnas são fracas e a humidade relativa elevada.

Durante as noites de Verão em situações de calma e sem vento (23% dos casos), é provável que ocorra uma diminuição da temperatura da periferia para o centro da cidade (ALCOFORADO, 1991).

1.2 REGIMES DE INVERNO.

Segundo ALCOFORADO (1992), a rosa dos ventos invernal na região de Lisboa apresenta-se alongada no sentido sudoeste/nordeste. Isto resulta da elevada frequência de perturbações de sudoeste, oeste, ou mais raramente de noroeste, enquanto massas de ar frias e secas têm trajectórias de nordeste ou de este, o que explicaria o sentido deste eixo predominante (fig. 3.1).

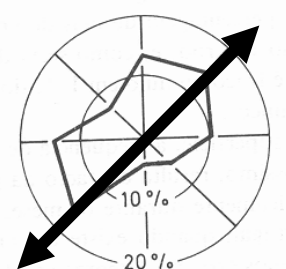


Fig. 3.1 – Rosa de ventos de Inverno (Dezembro a Fevereiro 1978/1983), em Lisboa. (Extraído de ALCOFORADO, 1992).

Observando mais atentamente três meses de Inverno do período 1971-1980 da estação de Lisboa/Portela (fig. 3.2) (utilizam-se os mesmos meses para complemento da informação dada por ALCOFORADO, 1992), verifica-se uma maior predominância da direcção de nordeste e és-nordeste no mês de Dezembro (30 %), enquanto a direcção norte detém cerca de 13 % das ocorrências). Em Janeiro a direcção norte reparte com o és-nordeste e o oeste as predominância do vento (11 a 13 %), enquanto o norte já é claramente dominante a partir do mês de Fevereiro (17 %), perdendo esse “estatuto” só no final do Verão.

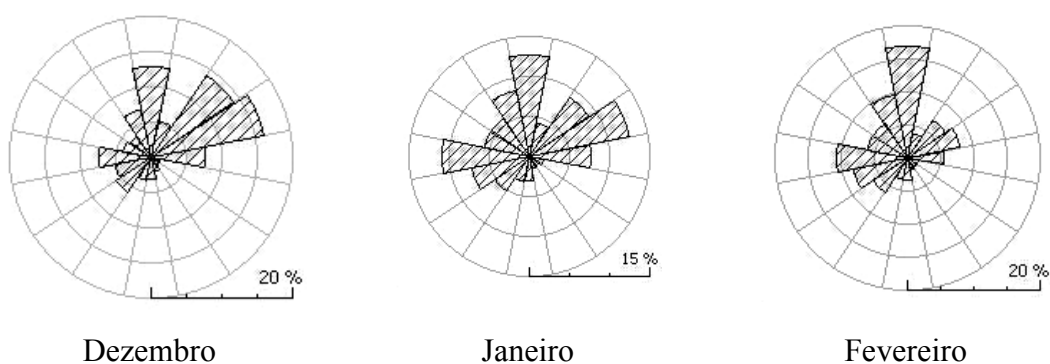


Fig. 3.2 – O vento à superfície na estação de Lisboa/Portela, no Inverno (1971-80).

1.3 REGIMES DAS ESTAÇÕES INTERMÉDIAS

Entende-se aqui por estações intermédias os regimes de vento que transitam do Inverno para o Verão e vice-versa. Nos meses de Primavera verifica-se um acentuar da predominância do vento de norte e de nor-noroeste que, no mês de Maio, atinge quase 52% das frequências na estação de Lisboa/Portela (fig. 3.3).

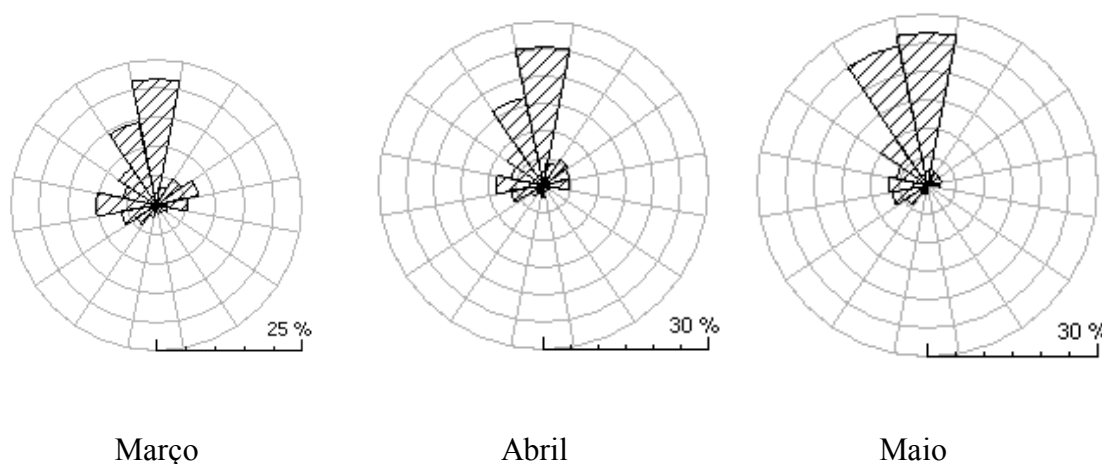


Fig. 3.3 – O vento à superfície na estação de Lisboa/Portela, na Primavera (1971-80).

Segundo ALCOFORADO (1992), a quase “ausência” de ventos de este e sudeste que impera no Verão, só lentamente se vai modificando. A principal diferença entre o Verão e o Outono (período de Setembro a Novembro²⁶) consiste na diminuição da percentagem e da velocidade de ventos provenientes de norte e de noroeste, no aumento da frequência dos ventos de nordeste, [...] de este, sudeste e sul.

2. CONCLUSÕES

Do que ficou atrás dito, verifica-se claramente que a Primavera e, sobretudo o Verão são estações do ano claramente dominadas pelos ventos dos quadrantes de norte e noroeste, apenas interrompidos pelas brisas que sopram ora do estuário ora do oceano. No Inverno, a direcção norte reparte com o nordeste e com o oeste a predominância em termos de direcções. Tomando em conta as médias horárias dos ventos que sopraram entre 1971 e 1980 na estação de Lisboa/Portela, verificamos exactamente a importância dos ventos de norte e nor-noroeste no regime anual, que se traduz em mais de 41 % dos registos naqueles 10 anos de observações (fig. 3.4).

²⁶ Em termos de regimes de vento (definidos pelos parâmetros de Weibull, explicados mais adiante), a definição desta estação não é clara como se irá demonstrar.

Os resultados deste estudo, aqui deliberadamente bastante reduzidos, indicam que é o vento dominante de norte que mais se poderá alterar devido aos actuais padrões de expansão da cidade, apresentados no próximo capítulo.

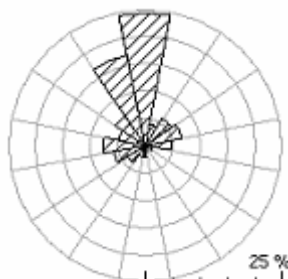


Fig. 3.4 - Rosa do ventos anual, do período 71/80 (Lisboa/Portela).

CAPÍTULO 4

EXPANSÃO URBANA E PROBLEMAS AMBIENTAIS EM LISBOA

1. TRAÇOS DA EXPANSÃO URBANA NA ÁREA METROPOLITANA DE LISBOA.

Neste capítulo, pretende-se fundamentar a tese de que alguns dos problemas ambientais na cidade poderão decorrer do modelo de crescimento urbano vigente. É pois necessário percorrer o longo “trajecto” da cidade que nasceu “do seu sítio admirável e das suas características de natureza aquática” (GASPAR, s/d a) e que se prolonga pelo tempo e pelo espaço até ao “cerzir da malha já existente” (SILVA, 1994), espaços construídos e destruídos, pouco planeados nas últimas décadas e com poucas preocupações ambientais, que deveriam ser o nosso legado para o futuro. Estaremos a criar uma cidade insustentável?

Para fundamentar esta tese, de difícil demonstração, começa-se por se mostrar que Lisboa já foi uma cidade “bem arejada” e que actualmente está a ser ameaçada pela construção de uma barreira arquitetónica que impede os ventos predominantes de Norte de limparem a baixa atmosfera urbana “carregada” de poluentes emitidos pelas diversas actividades humanas. Não se pretende, portanto, fazer a história do urbanismo da cidade (que outros tão bem já fizeram), mas antes mostrar os principais transformações que a cidade sofreu nas últimas décadas e a sua relação com alguns dos problemas ambientais que poderão ocorrer relacionados com o vento, que serão fundamentados nos capítulos subsequentes.

1.1. UM SÍTIO “APEGADO” AO TEJO. DOS PRIMÓRDIOS À LISBOA DO SÉC. XIX.

Para se observarem essas linhas de expansão urbana é necessário recuar aos finais do Paleolítico, em que já havia uma densa ocupação do território, ligada ao rio e ao mar, que se estendia das praias de Sintra-Cascais e Caparica-Cabo Espichel, até aos concheiros de Muge, sensivelmente o actual limite de maré.

A segurança do Império Romano, que conferia ao município de Olissipo o privilégio de ser regido pelo mesmo direito de Roma, permitiu que a nova urbe fosse fundada sobre os povoados castrejos da colina do actual Castelo. A urbe volta-se para o “Mar da Palha” e espalha-se pelas encostas da colina até à praia e aos fundos dos vales, numa ocupação esparsa, mas onde já se vislumbravam as infra-estruturas que mais marcavam essa civilização: “as termas, junto aos esteiros da Baixa, o teatro na encosta que olhava o rio, a fortificação principal no cimo da colina original. A partir deste núcleo organiza-se um espaço mais densamente ocupado. Depois do período visigótico, que pouco acrescentou ao desenvolvimento do local, é com os Muçulmanos que a cidade conhece novos contornos, embora de um modo diferente do período romano. Ora empurrados pelos cristão, ora pelos normandos, a cidade muçulmana vai cerrar-se mais e envolve-se numa poderosa muralha que envolve a medina e o alcácer. Este espaço confinado, rapidamente cede à crescente população que tem uma vida activa, baseada no comércio com o Mediterrâneo e o Norte de África, crescendo extra muros para a Alfama, a nascente, e para o que é actualmente a Baixa, futuro centro da cidade” (GASPAR, s/d, b).

A Lisboa Portuguesa tem início com a reconquista de D. Afonso I em 1147. É esta cidade essencialmente ligada ao rio e ao mar, mas com um campo, onde funciona uma importante economia agrícola, que os fundadores da nossa nacionalidade conheceram no Sec. XII. O tecido urbano é formado por malhas irregulares, com ruas estreitas e escadinhas, fruto da topografia acidentada e da tradição urbana muçulmana e que subsiste “fazendo parte do pitoresco de Lisboa antiga” (SALGUEIRO, 2001).

“Os novos conquistadores empurraram os muçulmanos para um vale a norte do castelo, que ainda hoje perdura com o nome de Mouraria. Estrategicamente os

portugueses ocupam as outras "colinas" com estabelecimentos religiosos que são os embriões dos futuros bairros da Graça, S. Vicente, Santana, S. Francisco..." (GASPAR, s/d, b).

Com a estabilização do território Português no Sec. XIII, Lisboa torna-se num dos centros mais importantes do Oeste Peninsular. Fazem-se grandes investimentos no campos a poente, no que será a futura Baixa, área de expansão e "interface entre a cidade, o porto, o mundo rural e o estrangeiro. Para lhe aumentar a segurança, são construídas novas fortificações (primeiro a muralha da Ribeira, mandada erigir por D. Dinis e depois a muralha Fernandina). O perímetro das novas fortificações (5350 m), que encerra uma área de 100 hectares, dá-nos uma ideia do quanto a cidade crescera em dois séculos. Esse crescimento foi maior a poente do que a nascente, mas bastante acentuado se considerarmos os 16 ha do período mourisco.

No século XVI, a cidade vocacionada para o comércio apresenta uma mancha urbana quase contínua entre Xabregas e a Madragoa. Para o interior a cidade desenvolve eixos de comunicação de acesso ao centro. Apesar de se "urbanizarem" algumas aldeias na periferia (atraindo gente abastada que construía belos palácios), e do enriquecimento da capital no Sec. XVIII, o núcleo urbano mantém a sua dimensão ribeirinha (GASPAR, s/d, b).

Com os grandes terramoto e maremoto de Novembro de 1755 e o incêndio que se lhes seguiu, a cidade viu serem destruídas cerca de três mil das vinte mil casas existentes, sobretudo na Baixa, no Castelo e no Carmo. Tamaña destruição fez surgir a oportunidade de renovação urbana, que seria impulsionada pelo Marquês de Pombal (Primeiro Ministro de D. José I) e levada a cargo pelos arquitectos/engenheiros Manuel da Maia (que elaborou o plano da reconstrução da cidade) e Eugénio dos Santos de Carvalho e Carlos Mardel, a quem se deveu o levantamento da planta de reconstrução de Lisboa. A reconstrução da Baixa seguia um rigor geométrico baseada na estrutura de aquartelamento, porque os reconstrutores eram oficiais do exército. O plano pombalino anteviu a produção industrializada em série, "sistematizando e normalizando os elementos construtivos para os edificios [...] dada a quantidade que se torna necessário pôr de pé uma cidade arruinada [...], não se permitindo mais do que rés-do-chão, três andares e águas furtadas e um pioneiro sistema anti-sísmico" (SANCHEZ, 1994).

No início do Séc. XIX, a cidade já ocupava 9,47 km², verificando-se um substancial alargamento do território delimitado pela estrada da circunvalação, para 12,24 km². "Mas a cidade mantinha-se agarrada ao rio, pois o comprimento máximo no sentido E-W era de 5,6 km, contra 3,3 km no sentido Norte-Sul" (SALGUEIRO, 1992).

1.2. UMA CIDADE PLANEADA E "AREJADA": O CRESCIMENTO URBANO DOS FINAIS DO SÉC XIX A MEADOS DO SÉC. XX.

Nos finais do século XIX, com a abertura da Av. da Liberdade, a consequente urbanização dos terrenos adjacentes e, numa segunda fase, com as Avenidas Novas, altera-se a forma da cidade para uma estrutura radiocêntrica, que começou então a sua galopante caminhada para norte (SILVA, 1994). A Av. Fontes Pereira de Melo e o seu seguimento (Av. da República) levou a expansão da cidade desde o parque Eduardo VII (então Parque da Liberdade) até ao Campo Grande (local para passeio aos domingos), num conjunto planificado de ruas paralelas e perpendiculares de desenvolvimento ortogonal. Este tipo de urbanismo progressista que define "uma estrutura urbana flexível, traçada a partir do centro representativo da cidade, segundo conceitos correntes na Europa", foi levado a cabo pelo Eng.º. Ressano Garcia, um observador atento da *Transformation de Paris* levada a cabo por Napoleão III e executada pelo Barão de Haussmann. Aliás, foi como comissário da Exposição Universal de Paris de 1900 que o próprio Ressano Garcia publicitou os projectos para a expansão de Lisboa, que anunciavam a modernidade da capital.

O perímetro do concelho de Lisboa ficou definitivamente estabelecido em 1903, delimitando uma área de 83,8 km². Esses limites foram traçados apenas tendo em vista um aumento da tributação fiscal, sem aumentar a área efectivamente construída (processo designado de expansão urbana sem urbanização - SALGUEIRO, 1992). No ano seguinte (1904), Ressano Garcia vê aprovado pela Câmara Municipal de Lisboa²⁷ o anteprojecto do seu plano. O seu pensamento urbanístico era baseado em grandes eixos estruturantes, direccionados para as saídas da capital (Sintra, Queluz Mafra, Porto), em

²⁷ No que diz respeito às obras de construção, a CML assumia de novo as suas competências que lhe tinham sido retiradas, por decreto, pelo Marquês de Pombal em 1758.

ligação com o da a linha férrea de cintura; as malha urbanas deveriam ser ortogonais e hierarquizadas; os espaços verdes (jardins públicos e privados) seriam incrementados e os alinhamentos arbóreos deveriam ser plantados paralelamente às vias de tráfego, ou em passeios centrais; o crescimento contínuo da cidade dever-se-ia fazer a partir dos vales da Avenida e do Intendente em direcção às saídas da capital; novas estradas deveriam ser construídas, integradas nos campos circundantes, reinterpretando os desenhos dos traçados recentes, que se reajustariam aos novos saberes (RODRIGUES, 2000 a).

Todo este plano foi assente na autonomização da disciplina urbana e arquitectónica que o liberalismo concedeu ao poder público municipal. A edificação das "Avenidas Novas" prolongou-se por mais de meio século, desde o decreto de 1864, que ordenava a execução do primeiro plano geral de melhoramentos da cidade. Este plano, não tendo certamente em mente as questões ambientais que hoje a todos preocupam, continha algumas normas que defenderam a cidade do ritmo alucinante de crescimento da segunda metade do séc. XX: essas normas faziam depender a altura dos edifícios da largura das ruas. "Em ruas de largura superior a 18 m, os edifícios não devem exceder os 19 m, medidos da calçada ou passeio até à parte superior da cornija". Três anos mais tarde (1867), novo decreto torna menos exigente essa relação, permitindo a construção de edifícios de 20 m em ruas de largura superior a 7 m. O Regulamento de Salubridade das Edificações Urbanas (RSEU de 1903) impõe normas "higiénicas nos edifícios", mas fixa a altura máxima de 20 m exclusiva a ruas de largura superior a 18 m. (Rodrigues, 2001). Mesmo que não fosse esse o seu objectivo, este normativo referente à relação entre a largura das ruas e a altura dos edifícios, manteve a cidade de Lisboa, até meados do século XX, com condições aceitáveis de ventilação. Havia, apesar disso, a preocupação de manter a salubridade de Lisboa, devida aos recentes surtos de cólera (1856) e de febre amarela (1857). Impunha-se assim o reforço do saneamento público e a modernização do sistema de abastecimento de água à capital (RODRIGUES, 2000 b).

No final do Séc. XIX, desde o Tejo até à nova circunvalação, em parte traçada pela estrada militar, a cidade apresentava já um maior desenvolvimento no sentido Norte-Sul (12,2 km) do que no sentido Oeste-Leste (que se ficara em 8,5 km).

Até à I Grande Guerra (1914-1918) Lisboa pouco cresceu para fora da primeira circunvalação. Para além da área construída, estendiam-se territórios que abasteciam a cidade em víveres, e matérias primas e eram também usados como locais de lazer: quintas em Belém e Benfica, praias em Pedrouços, Algés e Cruz-Quebrada (SALGUEIRO, 1992). O crescimento muito rápido, depois da Segunda Guerra Mundial, traz para a capital muitos rurais em busca de melhores condições de vida que, com o desenvolvimento de transportes públicos para a periferia, aí se instalam em novos bairros que mudaram uma paisagem rural e bucólica (que nos habituámos a reconhecer em filmes como "A Aldeia da Roupa Branca"²⁸), em centro suburbanos de habitações multifamiliares.

A cidade cresce então num padrão digitiforme ao longo de eixos ferroviários e rodoviários (SALGUEIRO, 1992 - fig. 4.1). A seguir à ditadura militar de 1926, o crescimento populacional era feito à custa da imigração rural, uma população não especializada que auferia salários baixos e ia ocupando os interstícios devolutos com bairros da lata nalguns casos, noutros em bairros provisórios, construções precárias que o Estado Novo ia construindo. Muitos destes bairros chegaram aos nossos dias totalmente degradados, sendo depois o espaço radicalmente transformado.

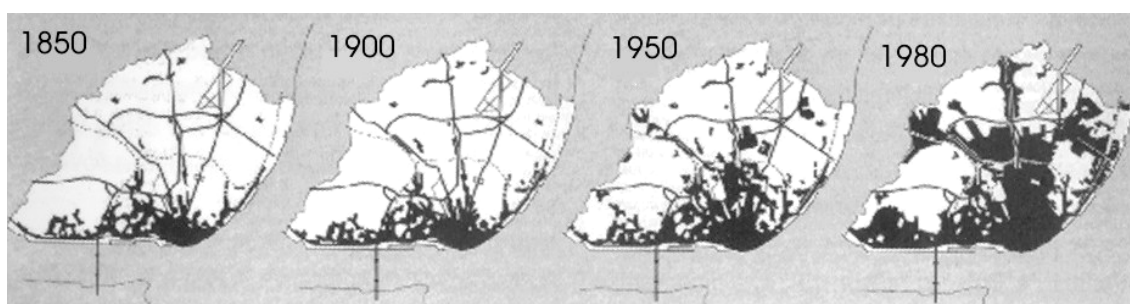


Fig. 4.1 - Evolução da expansão urbana entre 1850 e 1980 (segundo FRANCÊS, 2000).

Com o período de Duarte Pacheco (presidente da Câmara de Lisboa e Ministro das Obras Públicas, entre 1930-43), Lisboa voltava a conhecer um projecto global que pretendia pôr cobro aos contratos de urbanização, que interesses particulares impunham

²⁸ Filme realizado em 1938 por Chianca de Garcia, com Beatriz Costa no papel de uma lavadeira de Caneças e que relatava a vida destas gentes que se ocupavam de lavar a roupa dos habitantes da capital.

à forma de crescimento da cidade. Prolongou-se o crescimento da cidade para Norte e nordeste com o prolongamento da Av. Almirante Reis, desde a Alameda até ao Areeiro e abriu-se a Avenida do Aeroporto, eixos de orientação geral sul/norte. O município decide-se pela criação do Parque Florestal Ocidental da cidade (Monsanto), que seria o pulmão verde de Lisboa.

"A cidade de 40 [do Sec. XX] era ordenada e funcionalmente segregada". (SALGUEIRO, 1992). É a época de blocos residenciais livres e separados por zonas verdes procurando uma maior exposição solar e um melhor arejamento.

A passagem da uma cidade "ruralizada" e bucólica para uma cidade moderna de ruas largas e homogeneidade nas fachadas (o então designado "estilo Português Suave", simbólica da cidade do Estado Novo), é-nos transmitido pelo escritor José Rodrigues Miguéis, numa passagem de um seu romance onde retrata a Avenida Almirante Reis, no início do século XX:

Saudades para a Dona Genciana

"Ponho-me a olhar a Avenida cá de cima da minha água-furtada e meu refúgio e, digo-lhe, seu Apolinário: tudo isto levou uma grande volta. Antigamente vivia-se aqui num céu aberto[...]. Foi nos começos da República, e eu, de calção, com os sapatos nas poças da chuva, travava os primeiros corpo a corpo com a gramática latina e o verbo Amar. A Avenida era então novinha em folha, como o regime. Começava lá em baixo, num boqueirão sinistro, um rio de lama onde às vezes havia inundações e gritos, entre ribanceiras e prédios esguios, e ia-se perder ao alto, nas quintas e azinhagas. As casas, modestas e limpinhas, tinham fachadas de azulejo de mau gosto, outras eram pintadas a cor. Havia as "terras", lotes vagos de barro viscoso onde a gente ia "reinar", e as carroças se atolavam até aos eixos, com muitas pragas dos carroceiros. As árvores eram frágeis e verdes, de mocidade e esperança. Que sossego o desses dias agitados! Isso não era Avenida, era a Rua do Lá-Vai-Um. O mundo acabava-se ali no redondel da praça: um muro decrépito e, para além dele, era a poesia, o silêncio, o bucolismo e a Perna-de-Pau. As noites uma paz. A brisa trazia lá de cima um cheiro fresco de húmus, de estrumes, de águas e verduras[...]" "Ó pálida madrugada, já tenho saudades tuas..."

José Rodrigues Miguéis, Léah e Outras Histórias,
Editorial Estampa, 1958.

1.3. TENDÊNCIAS FUTURAS DO CRESCIMENTO URBANO EM LISBOA

Actualmente a Área Metropolitana de Lisboa (AML) encontra-se em franco desenvolvimento urbano, mostrando sinais de maior vitalidade demográfica do que outras regiões no País, sobretudo após o decénio da emigração, que foram os anos 60 do século XX (SALGUEIRO, 1992).

Criada em 1991, a AML é uma extensa “cidade metrópole/conurbação” com 3 128 km² e mais de 2,5 milhões de habitantes, que agrega 19 municípios. A cidade de Lisboa está no centro da área metropolitana “...Vista de longe, do espaço ou simplesmente de outro país,..., aparece hoje como uma mancha difusa, em que se integram Arrábida e Sintra e o Tejo é o elemento central” (GASPAR, s/d, b). A cidade espraia-se no Tejo, que a separa da “Margem Sul”, através do “Gargalo”, um estreitamento do rio com cerca de 2 km entre as duas margens. É um limite natural que separa a cidade do aglomerado urbano do norte da península de Setúbal. A leste a cidade encontra um regolfo - o Mar da Palha, um “pequeníssimo mediterrâneo na costa Atlântica” (GASPAR, s/d, a), com uma área de cerca de 325 km². A cidade encontra-se naturalmente limitada na sua expansão por esta massa de água, a sul e a leste, não deixando ela própria de ser decisiva na criação de condições particulares que formam um clima urbano complexo, como foi demonstrado por ALCOFORADO (1987 e 1992), e cujo tema será retomado mais adiante neste trabalho.

Os subúrbios a oeste da cidade encontram-se numa fase de consolidação em termos de áreas construídas, não se prevendo uma modificação nos índices de construção. Entre a área urbanizada de Lisboa e o Concelho de Oeiras e Amadora existe também a grande mancha verde de Monsanto, considerada como o “pulmão de Lisboa”, que não se deverá modificar nas próximas décadas.

As grandes áreas de expansão e modificação dos padrões urbanos de Lisboa encontram-se assim, de certa forma, limitados ao norte e noroeste da cidade, onde se inclui a sua extensão para o concelho de Loures. Se não ocorrerem operações urbanísticas integradas e a manter-se o "caos urbano" e a ocupação indiscriminada dos terrenos sem a lógica que caracterizou a cidade até aos anos 40, tudo aponta para o

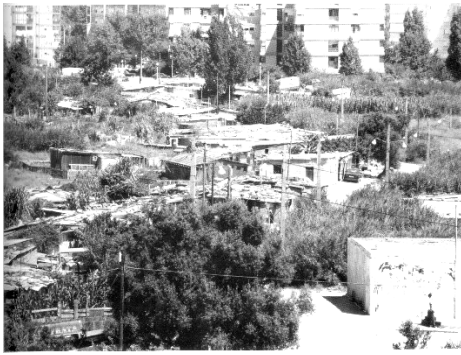
aumento dos índices de construção, sobretudo baseados no aumento da altura dos prédios.

A compra de casa nas áreas suburbanas tornou-se relativamente mais fácil do que no centro de Lisboa (que se transformou num enorme centro comercial e empresarial), devido à banalização do recurso ao crédito bancário, que atraiu as novas famílias para a periferia. A especulação levada a cabo pelos promotores imobiliários e um certo alheamento dos municípios levaram à construção de um parque habitacional desarticulado e sem qualidade, onde se anularam elementos urbanos como as praças e os jardins. A construção recorreu com frequência a imóveis altos, em áreas que permaneceram espectantes durante muito tempo, procurando minimizar a subida do preço dos terrenos e a obtenção de maiores lucros (SALGUEIRO, 1992). Em vez de surgirem arruamentos largos e espaçosos, como os que se construíram no princípio do século no centro da cidade, foram surgindo amontoados de prédios mais ou menos elevados, onde os lotes foram ocupados à medida que os promotores imobiliários adquiriam licenças de construção. Salvo raras exceções, não se planeiam as novas áreas urbanas, surgindo um "caos urbanístico" e um emaranhado de prédios, muitas vezes sem volumetrias adaptadas às áreas onde se inserem, levando ao "desordenamento periférico" reinante no norte da cidade nas últimas décadas (CONSIGLIERI, 1993 a).

1.4 ALGUNS EXEMPLOS DE TRANSFORMAÇÕES RECENTES DO ESPAÇO OCUPADO PELOS EDIFÍCIOS, COM MUDANÇA DOS ÍNDICES DE RUGOSIDADE

As transformações recentes, ou as que estão previstas num futuro não muito longínquo (mesmo que apenas no aspecto político), podem ser de natureza diversa mas conduzem, segundo a minha perspectiva, apenas a um caminho: a reocupação dos espaços devolutos, ou onde foram demolidos vários bairros degradados, que tinham índices de rugosidade baixa, irão ser transformados em áreas com índices de construção elevados (aumento da rugosidade). Apresentam-se de seguida algumas das transformações já ocorridas, ou que se prevêem para as próximas décadas:

- 1) As transformações mais recentes dizem respeito ao realojamento de muitos milhares de famílias que habitavam bairros "de lata" ou provisórios, construídos durante o Estado Novo, cujas condições eram muito degradantes para os moradores, mas que mantinham os terrenos com índices de rugosidade baixa. Os PER (Planos Especiais de Reajuntamento), com os últimos executivos camarários, apesar de louváveis, transformaram radicalmente a paisagem como se mostra na fig. 4.2.



A Quinta dos Cravos, um bairro de barracas, já extinto e que se situava na freguesia de Marvila (Zona J de Chelas)



O Bairro do Condado, começado a implantar-se no final da década de 70 do Séc. passado, no mesmo local.

Fig. 4.2 – A transformação do espaço construído: os bairros de barracas deram lugar, em Chelas, a uma malha urbana densa, com alturas de prédios que variam dos 4 (os mais antigos) aos 14 pisos, “onde se articulam quase sem interrupção bandas e torres...com um total de 2250 habitações para um universo estimado de cerca de 10 000 pessoas” (FRANCÉS, 2000)

- 2) Outro exemplo tem ocorrido especialmente a norte da “Segunda Circular” - Av. Gen. Norton de Matos - (fig. 4.3), onde se verificou-se um crescimento análogo, com a implantação de uma autêntica barreira à penetração dos vento de norte. Actualmente o crescimento do bairro de Telheiras (concebido para uma certa “classe média-alta”) tornou-se num emaranhado de ruas, sem fio condutor.



Fig. 4.3 – Vista do norte de Lisboa a partir da Segunda Circular (Av. General Norton de Matos). À esquerda uma paisagem ainda “intocada” no enfiamento do Colégio Militar. À direita a construção do “Parque dos Príncipes”, uma barreira arquitectónica de progressão ao vento de Norte, que “promete” estender-se para leste, até ao Aeroporto de Lisboa (pelo menos até à sua relocação).

- 3) Com a já anunciado relocação do Aeroporto da Portela, toda a área da infra-estrutura aeroportuária será um apetecível local para se construir segundo os moldes actuais e prolongar-se para leste a barreira à progressão do vento dominante.



Fig. 4.4 – “Alta de Lisboa” uma superfície de cerca de 300 ha a oeste do actual Aeroporto da Portela: uma promessa dos promotores construir avenidas “largas e arejadas”, ainda não visíveis na sua fase inicial (fotos extraídas da Internet do sítio do promotor imobiliário: www.altadelisboa.com).

- 4) A norte de Lisboa, o Concelho de Loures é um prolongamento natural do tipo de urbanizações que se tem vindo a construir nos últimos anos na AML (densificação da construção com forte crescimento em altura). A Carta de Ordenamento do PDM (Plano Director Municipal) de Loures mostra claramente uma dissimetria norte/sul, com o norte do concelho mais “verde” onde predominam as zonas florestais e agrícolas, enquanto o sul, junto dos limites do norte de Lisboa, os espaços urbanos ou urbanizáveis e industriais.

Será pois de prever o extravasamento dos elevados índices de rugosidade para fora dos limites da cidade.

- 5) Em Setembro de 2002 a imprensa escrita noticiava a vontade do actual executivo camarário em apresentar ao governo as alterações ao RGEU (Regime Geral das Edificações Urbanas), no sentido de permitir aumentar ainda mais a altura dos prédios e alterar a “linha de 45 graus”, traçada a partir do alinhamento da edificação fronteira (vulgarmente conhecida pelas cérceas). Os argumentos foram publicados no Jornal “Público” da seguinte forma:

"A proibição genérica de construir edifícios com mais de 25 metros de altura e em alguns casos 30, o equivalente a dez andares, deverá desaparecer proximamente do Plano Director Municipal (PDM) de Lisboa[...]. A ser aprovada, a medida aplicar-se-á a toda a cidade, com excepção das áreas históricas, das áreas consolidadas de moradias e das áreas consolidadas industriais. Para justificar a proposta, [o actual Presidente da Câmara] afirma que os actuais limites máximos das cérceas foram estabelecidos "há mais de oito anos" sem uma fundamentação coerente e "têm-se revelado extremamente inadequados e profundamente impeditivos do desenvolvimento urbanístico, económico e social de Lisboa e restritivos para a renovação urbana e inovação da arquitectura da cidade".... Essas restrições radicam numa "visão incompatível com a concepção de uma cidade metrópole, afastando Lisboa ainda mais de outras grandes capitais europeias ... onde a construção em altura é comum... O texto propõe recomendar ao Governo a "alteração urgente" da regra do RGEU segundo a qual a altura dos prédios não pode ultrapassar "o limite definido pela linha recta a 45 graus, traçada a partir do alinhamento da edificação fronteira". Para fundamentar esta recomendação, sem a qual, em alguns casos, a suspensão das normas do PDM relativas às cérceas não teria eficácia, a proposta refere que a norma dos 45 graus está ultrapassada pelas "actuais concepções" e pelas "modernas técnicas de construção"²⁹.

De realçar que as pretensões dos responsáveis pelo executivo camarário foram objecto de oposição por parte dos outros partidos e de alguns especialistas em Urbanismo e Arquitectura Paisagística, que consideram que "uma alteração do PDM que autorize o aumento da altura dos edifícios é perigosíssima, porque permitirá a anarquia total no

²⁹ Texto de J. CEREJO, jornal " Público" de dia 25 de Setembro de 2002.

urbanismo da cidade" (Arq. Ribeiro Telles, Jornal de Notícias de 26 de Setembro 2002). A questão não suscita pois consensos, uma vez que é apoiada pelas associações de Mediação Imobiliária.

2. POTENCIAIS PROBLEMAS AMBIENTAIS DEVIDOS À MODIFICAÇÃO DO VENTO

Uma particular reflexão sobre os problemas ambientais devidos ao vento em Lisboa decorre exactamente da conjugação de dois factores:

- a) o forte crescimento urbanístico nos últimos anos no norte, noroeste e este da cidade, com o aparecimento de urbanizações mais ou menos implantadas segundo um modelo caótico”, sem um fio condutor, onde o espaço vai sendo ocupado aos poucos, criando por vezes um emaranhado compacto de prédios que surgem como “cogumelos”.
- b) Por outro lado, esta área de maior intensidade na expansão urbana coincide com as direcções dominantes do vento na região de Lisboa.

Na falta de eixos estruturantes, largos e “arejados”(de que o eixo Norte/Sul é apenas uma excepção), que criem caminhos de ventilação de forma a permitir que o vento dominante de norte possa continuar a “limpar” a cidade, poder-se-á criar condições para que no futuro surjam alguns problemas ambientais que prejudiquem a saúde dos Lisboaetas. Pelos motivos atrás apontados, uma menor ventilação no sul da cidade poderá, numa primeira análise, aumentar os picos de poluição em certos locais, e o desconforto térmico, sobretudo no Verão, ou ainda fazer incrementar a intensidade de vagas de calor, com as conhecidas consequências na saúde geral da população (LOPES, 2002).

CAPÍTULO 5

MODIFICAÇÕES NOS CAMPOS DE VENTO INDUZIDOS PELO CRESCIMENTO DE LISBOA E IMPLICAÇÕES NO AMBIENTE URBANO

1. OBJECTIVOS DESTE CAPÍTULO

A forma como os campos de vento se vão modificando com o crescimento urbano é um tema que não tem tido a atenção devida, sobretudo por parte daqueles que têm a obrigação de planear a “cidade do futuro”. E a importância desta questão prende-se, como se viu anteriormente, com as condições de ventilação no espaço urbano e, consequentemente, com as condições de conforto e saúde dos cidadãos.

Nesta fase do estudo tenta-se mostrar como a expansão de Lisboa pode alterar o vento regional em meio urbano e propõem-se alguns cenários que mostram as diferentes consequências futuras nas condições de ventilação da cidade.

Os resultados foram obtidos com recurso a diferentes tipos de programas, nomeadamente o “WASP”, criado pelo *Wind Energy Department - Risø National Laboratory* da Dinamarca, com o qual se efectuou toda a modelação do vento (direcções e velocidades), e o “Idrisi V.32” (um Sistema de Informação Geográfico e de processamento automático de imagens concebido pela Universidade de Clark, sediada

em Worcester, nos EUA), que serviu para proceder a todas as operações com alguma da informação saída do WA^{SP}, nomeadamente a espacializada.

Com este e outros tipos de programas como folhas de cálculo, pode-se produzir grandes quantidades de informação a partir apenas de uma série de dados, como aconteceu no presente caso. Tentou-se ser o mais objectivo possível no trabalho realizado, fugindo da “tentação” de produzir informação que não conduzisse directamente às questões que se levantaram inicialmente. Mesmo assim, foram produzidas “centenas de imagens” que não se apresentam, por questões de espaço, de eficácia e racionalidade.

Para se preverem as modificações dos ventos devidas ao crescimento de Lisboa, fez-se uma abordagem temporal, tendo em conta três momentos da evolução do sítio onde está implantada a cidade:

- 1) Em primeiro lugar estimou-se o comportamento dos ventos no sítio onde se encontra a cidade, mas sem a ocupação humana, ou seja, considerando apenas a topografia da região como o principal factor de modificação do vento;
- 2) Num segundo momento, conheceram-se as características do vento tendo em conta não só o relevo, mas também a rugosidade do meio urbano. Para tal elaborou-se um mapa com as rugosidades de Lisboa na década de oitenta do século XX, que se apresenta mais adiante. Para calcular a rugosidade em meio urbano é necessário ter informação sobre a altura das edificações. Quando se iniciou este estudo, a informação existente era referente àquela época e apenas existia para a cidade. Não foi possível incluir, portanto, esta informação para as áreas limítrofes, o que condicionou certos resultados. Os anos 70 e 80 representam, por outro lado, uma época de franca expansão do norte da cidade e, como tal, constituiu um excelente exemplo para verificar as modificações que se queriam demonstrar. Por último, a série de dados dos ventos de Lisboa mais completa e pormenorizada que foi possível utilizar, data da década de setenta (Estação de Lisboa/Portela 1971/1980), o que

compatibilizou toda a informação necessária à exactidão dos resultados obtidos.

- 3) Finalmente, baseado nas tendências futuras da expansão de Lisboa, apresentadas no CAPÍTULO 4, modelaram-se vários cenários com o fim de se preverem as modificações dos campos de ventos nas próximas décadas em diversos bairros de Lisboa, esboçando-se algumas possíveis implicações ambientais, sobretudo no sul da cidade.

A influência da cidade nos campos de vento à superfície é analisada também numa perspectiva espacial:

- a) A partir da série de Lisboa/Portela e tendo em conta a rugosidade e o relevo, foram calculados vários parâmetros de vento numa grelha de 250 por 250 m, para as alturas de 10, 50, 100, 150, 200, 250, 300 e 500 m³⁰. Pretende-se assim dar uma imagem tridimensional dos campos de vento sobre a cidade nos três momentos anteriormente descritos.
- b) Foram também calculados os perfis de vento em altura (para os anos oitenta e para as próximas décadas), em oito bairros de Lisboa: Baixa, Amoreiras, Benfica, Monsanto, Restelo, Lumiar, Chelas e Oriente (fig. 5.1). Os locais foram escolhidos tendo em atenção a sua posição geográfica na cidade e a morfologia dominante, do ponto de vista da rugosidade, e com o intuito de mostrar maior pormenor na análise. Uma descrição mais detalhada de cada local é apresentada mais adiante.

³⁰ Alguns autores, (PETERSEN et al., 1997) que colaboraram, ou pertencem ao laboratório que produziu o programa WA^{SP}, utilizaram-no para estimar valores até 1000 m de altura. Preferiu-se, neste trabalho, não exceder os 500 m, para centrar os resultados essencialmente sobre a influência da cidade nos campos de vento, altura acima da qual a urbe não deverá ter um grande contributo nas suas modificações.

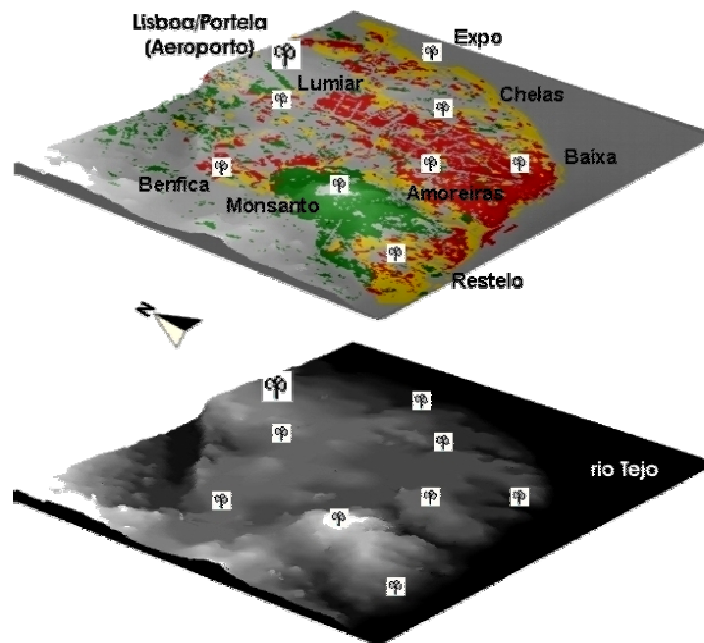


Fig. 5.1 – Imagem tridimensional da cidade de Lisboa. Em cima mostram-se os locais onde foram estimados os perfis de vento e a posição da estação de Lisboa/Portela, localizada no Aeroporto. As cores correspondem a grandes áreas com diferentes índices de rugosidade e que serviram de bases ao mapa da fig. 5.4. Em traços gerais, a cor verde corresponde aos espaços verdes, o vermelho ao núcleo central e mais denso da cidade e o amarelo às áreas cujo índice de ocupação é menor. Mais pormenores serão dados no ponto 3 deste capítulo. Em baixo mostra-se o relevo simplificado da cidade.

2. NATUREZA DA INFORMAÇÃO UTILIZADA: APLICAÇÃO DAS ESTATÍSTICAS DE WEIBULL ÀS SÉRIES DE DADOS METEOROLÓGICOS DA ESTAÇÃO DE LISBOA/PORTELA.

2.1 MODELOS, PROGRAMAS E DADOS UTILIZADOS

Para estimar os perfis em altura e os campos de vento à superfície nos três momentos “históricos” utilizou-se o programa WA^SP. Este *software* utiliza modelos “diagnóstico” (do tipo *linearised models* conhecido por *BZ-Model*, - TROEN, 1990) e resolvem as equações de quantidade de movimento, mas não de conservação de energia (MONTAVON, 1998). Os modelos, elaborados a partir dos trabalhos de JACKSON e HUNT (1975) e BRITTER, et al., (1981) e TAYLOR et al., (1983), utilizam princípios físicos do escoamento na camada limite da atmosfera e permitem estimar as influências locais de pequenas colinas e obstáculos (prédios, árvores e outros elementos que constituem a rugosidade da superfície sobre o vento (FRANK et al., 2001). Não são pois apropriados

para condições particulares em que o fluxo é conduzido por aspectos térmicos (estratificação térmica e situações de brisas). É baseado numa solução que descreve a perturbação do fluxo através de função conhecida como “perfil logarítmico do vento”. Devido à característica de linearidade das funções, estes modelos estão restringidos a áreas com declives inferiores a 30 % (MONTAVON, 1998). Estimou-se que menos de 10% da área de Lisboa não se enquadra neste contexto (áreas que se restringem a vertentes de alguns vales da cidade). O WA^{SP} assume, portanto, condições de atmosfera neutra, um estado em que a atmosfera não se encontra estável nem instável. Neste caso, o gradiente térmico da atmosfera ambiente equivale ao gradiente adiabático não saturado. Ocorre com ventos moderados a fortes e quando a superfície aquece ou arrefece muito fracamente a camada limite. Com nebulosidade esse aquecimento ou arrefecimento da atmosfera pela superfície é limitada, minimizando qualquer estratificação térmica horizontal. O vento, por seu lado tende a homogeneizar a estrutura térmica (OKE, 1987). É o estado que melhor caracteriza padrões atmosféricos médios em longos períodos de tempo, sem entrar em conta com situações particulares de estabilidade ou instabilidade, que podem ocorrer ciclicamente em curtos períodos de tempo.

Para além de uma série alargada de dados de vento (no mínimo aconselhado de 10 anos de direcções e velocidades), o programa utiliza outros tipos de *input*, como a superfície topográfica e as rugosidades características do terreno. Os dados utilizados foram os da estação meteorológica de Lisboa/Portela³¹ (estação n.º 536 da rede do Instituto de Meteorologia) formando uma base de dados contendo valores horários da velocidade e direcção do vento no período de 1971/1980. Depois de se efectuarem alguns testes de homogeneidade, verificou-se não existirem rupturas na série, pelo que não foi necessário proceder-se a correcções. Para este trabalho, a série utilizada (1971-1980) é a mais adequada, porque é correlativa da restante informação (rugosidade nos anos 80).

Para proceder à estimação dos parâmetros do vento para outra época fora do período 71/80 (por exemplo nas modificações com o crescimento da cidade nas

³¹ No início dos anos 80 do século XX esta estação foi substituída pela estação de Lisboa Gago/Coutinho.

próximas décadas, partiu-se do pressuposto que o regime de ventos na estação de referência não sofreu alterações significativas.

A topografia utilizada foi extraída da Carta Militar de Portugal na escala 1:25 000. Esta informação estava disponível no LNEC e serviu anteriormente outros trabalhos (SARAIVA et al., 1997).

2.2 ESTATÍSTICA DE WEIBULL APLICADA AO VENTO

Como estimador de parâmetros do vento o programa WA^{SP} transforma e resume a informação inicial (neste caso os dados horários dos dez anos, cerca de 173 000 valores) numa matriz que contém, para cada direcção, as frequências da velocidade do vento, para cada rumo pretendido (Quadro 5.1).

Quadro 5.1 – Exemplo de uma matriz transformada pelo WA^{SP} referente ao Verão 1971/1980

	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	
Freq. total	36.12	3.72	2.06	2.13	2.31	1.2	0.61	0.64	0.89	0.92	2.46	4.56	5.52	4.05	6.46	26.34	
Freq. por classe velocidade x10	1	5	38.5	74.1	71.6	70	127.1	234.9	224.9	165.9	155.3	58.4	31.4	29.3	38.8	23.6	6.1
	2	38.1	115.8	167.5	170.3	267.4	313.7	245.1	170.7	208.5	98.2	75.7	103.4	187.4	189.3	109.7	37.2
	3	52.5	171.8	207.2	193.8	263.5	336.3	319.4	270.2	172.9	127.7	99.7	95.5	134.8	133.3	108.3	54.8
	4	197.7	320.5	315.2	272.6	314.6	207.8	193.1	248.9	289.9	270.1	252.9	248.6	295.9	305.8	272.7	154.7
	5	33.5	36.6	39.7	49	11.8	0	7.4	28.4	20.3	44.2	40.6	40.8	46	28	48.5	28.4
	6	156	128	127.9	146.9	47.2	7.6	0	42.7	106.8	108	164.3	169	157.8	182.6	170.8	144.7
	7	185.7	103.6	46.3	80.9	21.6	3.8	0	7.1	30.5	98.2	140.3	198.9	111	105.3	163.8	193.4
	8	103.8	36.6	17.6	6.4	3.9	3.8	0	0	0	39.3	66.5	48.7	26.3	11.2	58.3	134.9
	9	112.4	30.5	4.4	8.5	0	0	0	0	5.1	29.5	48	41.8	9.9	5.6	28.1	117.1
	10	40.7	11	0	0	0	0	0	0	0	0	25.8	13.9	1.6	0	6.3	54.4
	11	46.2	3.7	0	0	0	0	0	7.1	0	19.6	16.6	7	0	0	7	50
	12	20.9	3.7	0	0	0	0	0	0	0	9.8	7.4	1	0	0	1.4	18.4
	13	4.3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.8	0	0	0	1.4	4.3
	14	2.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.8	0	0	0	0	1.4
	15	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	16	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.2

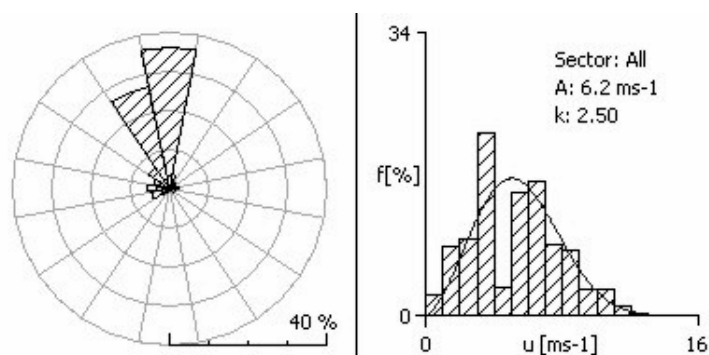


Fig. 5.2 - Rosa de ventos e distribuição de Weibull (com o respectivo histograma de frequências) produzidas automaticamente pelo programa WA^{SP}, referentes ao período de Verão de 1971 a 1980.

Apesar da natureza dos sistema de medição de grandezas atmosféricas arredondarem as quantidades para valores discretos (no presente caso com médias horárias), as séries de dados são normalmente suficientemente grandes e podem ser tratadas como quantidades contínuas. As séries de vento são estatisticamente assimétricas positivas, sendo a distribuição de Weibull uma das funções mais utilizadas na sua representação por se ajustarem facilmente a este parâmetro (PETERSEN et al., 1997). A sua função de densidade de probabilidade é:

$$f(x) = \left(\frac{k}{A}\right) \left(\frac{x}{A}\right)^{k-1} \exp\left[-\left(\frac{x}{A}\right)^k\right], \quad x, k, A > 0 \quad (5.1)$$

em que k e A são, respectivamente os parâmetros de forma e escala, notação que se utiliza neste trabalho, por ser a apresentada no WA^{SP}. Também são utilizadas as siglas β (escala) e α (forma), como parâmetros da função de Weibull³². A resposta do parâmetro de forma para diferentes valores de k é mostrada na fig. 5.3. Note-se que para valores de k inferiores a 1 a forma da curva ajustada assemelha-se a um J invertido formando uma forte assimetria positiva, que é exponencialmente reduzido para valores próximos de 1. Os locais representados por uma tal distribuição possuem frequências elevadas de ventos fracos. Para valores próximos de 4, a função de Weibull assemelha-se mais a uma distribuição normal (Gaussiana).

³² Refere-se aqui, esporadicamente, α e β como parâmetros de forma e escala, por ser a notação comum nos manuais de estatística mais utilizados.

O parâmetro de escala actua como "alongamento e compressão" da forma da curva, (WILKS, 1995), aparentando-se, por analogia à curtosis estatística, a uma distribuição leptocúrtica para valores baixos do factor de escala e a forma platicúrtica para valores elevados. Neste último caso é maior a dispersão em torno dos valores “médios”; no primeiro caso (forma leptocúrtica), quanto mais baixos forem estes valores, maior a concentração em torno de velocidades de vento mais baixas.

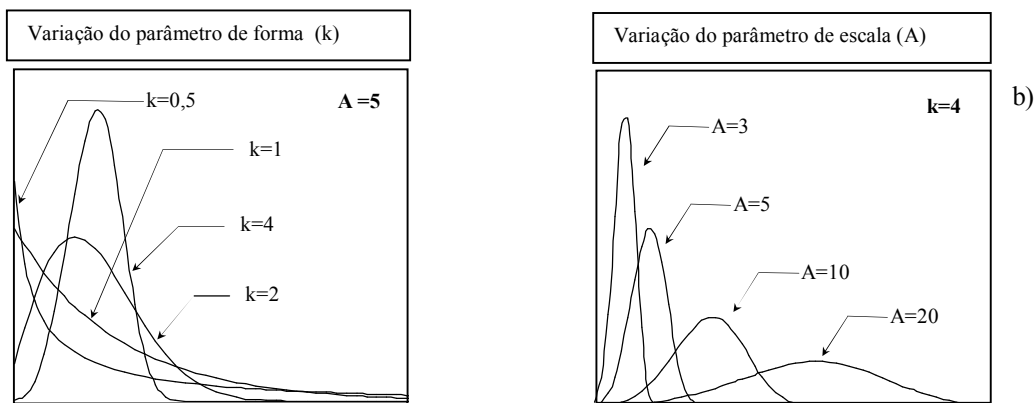


Fig. 5.3 - Exemplos de distribuições da função da densidade de probabilidade de Weibull para: a) diferentes valores de k e um valor A constante (5); b) diferentes valores de A e um k constante (4).

Os valores de forma são adimensionais e o factor de escala representa um valor proporcional à velocidade média do vento (STULL, 2000). Por questões práticas, é referenciada por vezes neste trabalho apenas por velocidade média. Todas as análises e resultados serão apresentados sob a forma de parâmetros de Weibull.

A partir das frequências das séries o programa determina o melhor ajustamento à função de Weibull para cada direcção e os respectivos valores A e k . Com esta informação, gerada a partir dos dados da série meteorológica de referência, o programa estima o regime de vento para qualquer local, desde que seja conhecida a topografia e a classe de rugosidade. As estimativas mais fidedignas com o WA^SP deverão seguir as seguintes regras (FRANK et al., 2001):

- a) A estação meteorológica de referência (neste caso Lisboa/Portela) e o local onde se quer estimar o regime de vento devem estar em regiões onde se façam sentir os mesmos "tipos de tempo".

- b) Deve-se assumir a estabilidade neutra atmosférica e que não se entra em conta com os movimentos ascendentes ou descendentes de origem térmica na camada limite da atmosfera.
- c) A série de dados meteorológicos e o modelo topográfico deverão ser os mais adequados e fidedignos possível.
- d) A área a analisar deverá ser suficientemente "suavizada", para assegurar a não separação do fluxo.

Todas estas condições estão presentes em Lisboa, para o total da áreas onde se procederam as estimações. Apenas nos limites da cidade, por falta de informação, sobretudo a norte, os comentários serão evitados nas análises apresentadas adiante.

2.3 QUALIDADE DO MODELO UTILIZADO

O risco que se corre ao se utilizar a modelação de dados, mesmo a partir de séries “reais” (porque se desconhece parte dos erros), é largamente compensado pela profusão de informação gerada. Por vezes, cai-se na tentação de explicar fenómenos singulares, como se de dados observados se tratasse, provavelmente interessantes sob o ponto de vista da investigação, mas por vezes inexplicáveis, por mais que o nosso raciocínio, ou a nossa imaginação, nos incentive a elaborar complicadas teses para os aclarar. Por esse motivos, neste trabalho, tentou-se ser o mais objectivo possível, respondendo-se apenas às questões que se propõem como tese inicial.

Na impossibilidade de verificar a precisão dos resultados obtidos em todos os locais, tentou-se avaliar os erros decorrentes da estimação dos valores no Aeroporto e compará-los com os dados observados. Os resultados encontram-se representados no quadro 5.2. Os valores positivos correspondem a sobre-estimações do modelo e vice versa.

De um modo geral o modelo mostra erros bastante aceitáveis, sobretudo nos meses de Verão, onde ocorre uma subestimação nas velocidade do vento na ordem dos 0,3 m/s e inferior a 0,4 no valor k de Weibull.

Quadro 5.2 –Qualidade do modelo de estimação das séries de velocidade de vento da estação de Lisboa/Portela para o período de 1971-80 (valores estimados – observados)

Estações do ano (agrupadas como foi determinado no ponto 4)	Parâmetros de Weibull	
	A (m/s)	k (adimensional)
Primavera	+ 0,7	+ 0,06
Verão	- 0,3	- 0,38
Outono/Inverno	+ 0,7	+ 0,26

Na Primavera e no Outono/Inverno as estimações do parâmetro k são ligeiramente melhores, mas as velocidades do vento são sobrestimadas em cerca de 0,7 m/s. Resta saber se os erros associados a este local (uma área plana e relativamente extensa) têm uma tão boa correspondência onde o relevo é mais movimentado, ou onde existem outras classes de rugosidade. Estes erros coincidem aproximadamente com os obtidos noutros locais, onde erros inferiores a 2% são apontados (FRANK et al., 2001).

3. AS CLASSES DE RUGOSIDADE DE LISBOA NOS ANOS 80

A rugosidade é um dos principais factores que modificam os campos de vento, diminuindo a velocidade de escoamento do ar junto à superfície. Como, nas cidades, este factor é de difícil determinação, pelos motivos apresentados anteriormente (ver o CAPÍTULO 1), é no mapa das rugosidades de Lisboa que se torna necessário um maior rigor na definição das classes. Por esse motivo, apresentam-se aqui os critérios da sua elaboração.

Como a escala de análise deste estudo é regional/local, a principal informação é a altura dos prédios, sendo a largura das ruas apenas tomada em conta em casos pontuais, sobretudo na definição de limites de áreas. Foi utilizada uma base de dados já construída para outro trabalho (ANDRADE e LOPES, 1998), que contém a altura média dos prédios na cidade, sendo esta informação representativa da década de 80 e, portanto, mais ou menos correlativa dos dados do vento.

Com base na informação apresentada nos quadro 1.1 e 1.2 (CAPÍTULO 1), na altura dos prédios da cidade nos anos 80 e numa imagem do satélite SPOT2 de 1 de

Julho de 1991, consideraram-se as classes de rugosidade, que se apresentam no Quadro 5.3.

As classes 2 (Aeroporto) e 6 (Parque Florestal de Monsanto) foram obtidas a partir de uma imagem multi-espectral do satélite SPOT 2 de 1 de Julho de 1991.

O Parque Florestal de Monsanto, larga mancha verde com cerca de 1000 ha, é composta essencialmente por vegetação arbórea, e foi florestado a partir dos anos 30 do século passado, por decisão do Eng.º Duarte Pacheco, na altura Ministro das Obras Públicas.

Na delimitação do Parque de Monsanto foi utilizado um índice de vegetação normalizado - NDVI (LOPES, 1998). Este índice é baseado na diferença dos valores entre o canal próximo infravermelho, caracterizado por níveis elevados de reflectância³³ e fraca absorção das plantas verdes, e o canal vermelho, onde a reflectância espectral é baixa e dominada pela absorção (BELWARD, 1990). O valor limiar do índice para a delimitar o parque florestal foi definido por ANDRADE E LOPES (1998).

As classes 5 e 7 correspondem a áreas urbanas consolidadas que, nos próximos anos, pouco ou nada se irão modificar nos seus padrões de volumetria, e portanto rugosidade.

As principais razões para lhes atribuir as rugosidades 0,5 e 1 m, respectivamente, são as seguintes:

- a) Estes valores são vulgarmente atribuídos às cidades europeias (1,0) e subúrbios (0,5). Veja-se a propósito a classificação apresentada no CAPÍTULO 1.
- b) A partir da informação do número médio de pisos na cidade e considerando o valor médio de 3 m por piso, estimaram-se alguns valores em áreas amostra (Baixa, Avenidas Novas), que revelam valores de z_0 próximos de 1,0 m e de 0,5 no Restelo e Encarnação.

³³ Reflectância espectral ($\rho\lambda = E_R\lambda/E_I\lambda$) – Relação entre a energia reflectida (E_R) e incidente (E_I) no terreno num determinado comprimento de onda (λ), expressa normalmente em percentagem (LILLESAND E KIEFER, 1994).

Quadro 5.3 - Classes de rugosidade e características dos locais.

Classes	z_0 (m)	Locais	Observações
1	0,0'	Rio Tejo	Apesar de este não ser o valor z_0 típico das superfícies de água, foi necessário dar um <i>input</i> nulo ao programa para distinguir o rio Tejo da cidade (MORTENSEN, 1993).
2	0,01	Aeroporto de Lisboa	Apenas se considerou a área das pistas
3	0,02	Clareira central de Monsanto Áreas ribeirinhas do oriente da cidade e docas Outros espaços parcialmente devolutos, como o vale de Chelas.	Áreas de muito fraca densidade urbana Note-se que a informação se reporta aos anos 80
4	0,03	Áreas do norte da cidade, que até aos anos 70/80 do Séc. XX mantinham fortes características “rurais”.	Misto de áreas verdes e fraca densidade urbana
5	0,5	Bairros de Chelas, Encarnação Beato na zona Oriental Bairros periféricos de Monsanto, Restelo e Belém no Sudoeste da cidade.	Bairros onde predominam as construções com 3 ou menos pisos
6	0,7	Parque florestal de Monsanto	Zona com características de floresta
7	1,0	Núcleo central da cidade: zonas que se desenvolveram a partir das envolventes dos dois principais eixos: Av. da Liberdade, Campo Grande; Av. Almirante Reis/Avenidas Novas. Para oeste prolonga-se até ao Vale de Alcântara e para Este até Chelas. O Aeroporto limita esta área a Norte. Existem outros núcleos com as mesmas características mas que não contactam com a área nuclear da cidade: Belém/Alcântara, Olivais e Benfica/Sete Rios	Bairros onde predominam as construções com mais de 3 pisos

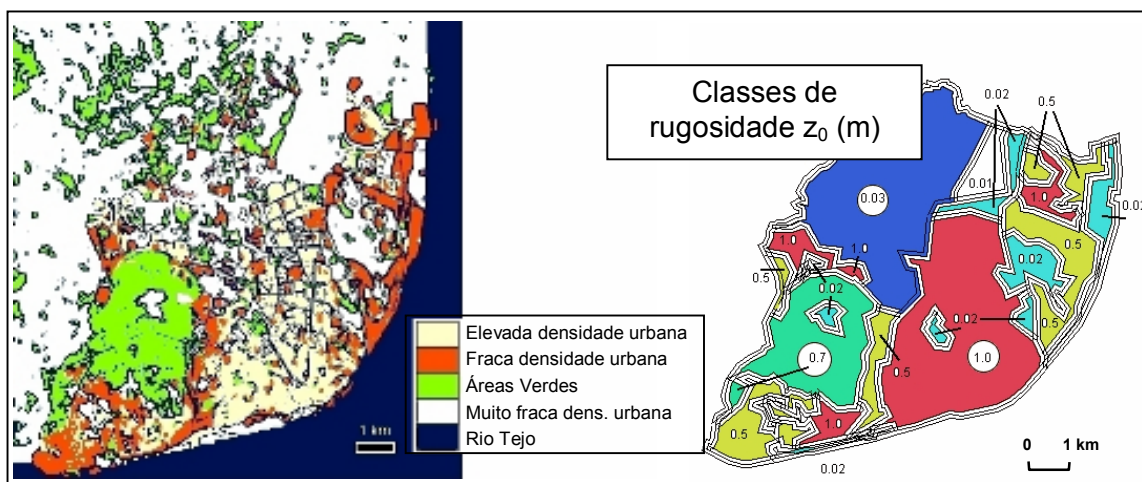


Fig. 5.4 – Mapa das rugosidades de Lisboa: à esquerda, a informação utilizada para a zonação das classes. À direita encontra-se mapa final com as rugosidades que serviram com um dos *inputs* no WA^{SP} (ver explicação no texto).

- c) Na perspectiva a que estamos a “observar” a cidade (escala regional) e considerando um padrão regular dos edifícios, a largura das ruas não influencia grandemente o índice de rugosidade e, portanto, qualquer classificação a esta escala passa essencialmente pela quantificação da altura dos prédios. O facto de o índice de rugosidade ter em conta a área de exposição ao vento, não é impeditivo do resultado final, já que a esta escala é impossível de calcular, devido ao grande conjunto que forma a cidade. Por isso, a generalização que se fez, para grandes áreas, não acarreta grandes desvantagens à análise regional. Conclui-se que qualquer classificação da rugosidade a esta escala, passa essencialmente pela quantificação da altura dos prédios. O resultado final é apresentado na figura 5.4.

4. CLASSIFICAÇÃO DOS REGIMES DE VENTO EM LISBOA PARA O PRESENTE ESTUDO.

De modo a estudar-se a influência do crescimento da cidade nos vários regimes estacionais de vento, procedeu-se à classificação dos dados da estação meteorológica de Lisboa/Portela, no período de 1971/1980. A base de dados possui cerca de 173 000 valores horários da velocidade e direcção do vento. A metodologia seguida para tratar um tão grande conjunto de informação foi o seguinte:

- 1) Em primeiro lugar, dividiu-se a base de dados em meses. De seguida procedeu-se a uma primeira transformação da informação através do programa WASP, passando os dados das direcções e velocidades médias horárias para as séries de Weibull. Foram extraídos os parâmetros que caracterizam as séries (A e k) para cada direcção e mês, construindo-se várias matrizes com esta informação (ver exemplo no quadro 5.1).
- 2) Para evitar a fastidiosa descrição dos resultados mensais, preferiu-se a sua apresentação em regimes estacionais, em conjuntos de meses que apresentassem características semelhantes nos parâmetros de Weibull. Para tal foram elaboradas várias classificações automáticas das séries mensais, a partir das matrizes de dados referidas no ponto anterior.

O primeiro ensaio exploratório dos dados consistiu numa “análise em componentes principais”, com rotação “varimax”, que permite uma definição mais clara dos *loadings* obtidos e, conseqüentemente, uma melhor interpretação dos resultados, (STATSOFT, INC., 1998). A projecção dos *scores* definidas pelos dois primeiros factores, que representam 95,6% da variância total (fig. 5.5), evidenciam uma clara dicotomia entre os meses de Verão e de Inverno. Dos meses de Verão, Setembro é o que, em termos de regime de vento definido pelos parâmetros de Weibull, menos semelhanças apresenta com os restantes, pelo que foi excluído deste grupo.

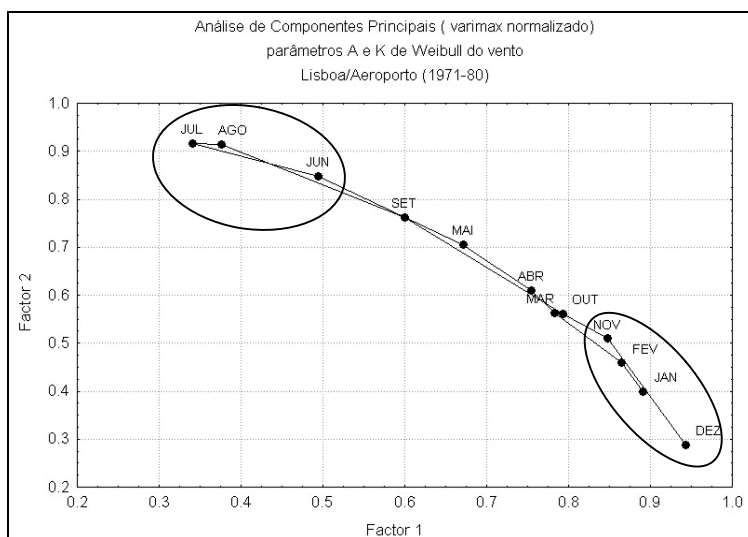


Fig. 5.5 – Análise em componentes principais (com rotação varimax normalizada) das séries de Weibull características do vento na estação de Lisboa/Aeroporto, no período 1971-80. Os dois primeiros factores representam 95,6% da variância total.

Dois exemplos extremos (Dezembro e Julho) mostram as principais diferenças nos regimes de vento: em Julho existem duas direcções dominantes (norte e noroeste com uma velocidade "média" (A de Weibull) superior a 6 m/s e $k \approx 2,5$. As velocidades mais elevadas são assim bastante mais frequentes do que Dezembro onde as velocidades mais frequentes correspondem a valores mais baixos (curva com simetria positiva).

Por último procedeu-se a uma classificação hierárquica do tipo "árvore de ligações", para tentar clarificar a posição dos meses em cada regime estacional. Março, Abril e Maio foram classificados como meses de Primavera e Outubro a Janeiro como regime de Outono/Inverno, por estes meses apresentarem as mesmas características nos parâmetros de escala/velocidade (A) e forma (k).

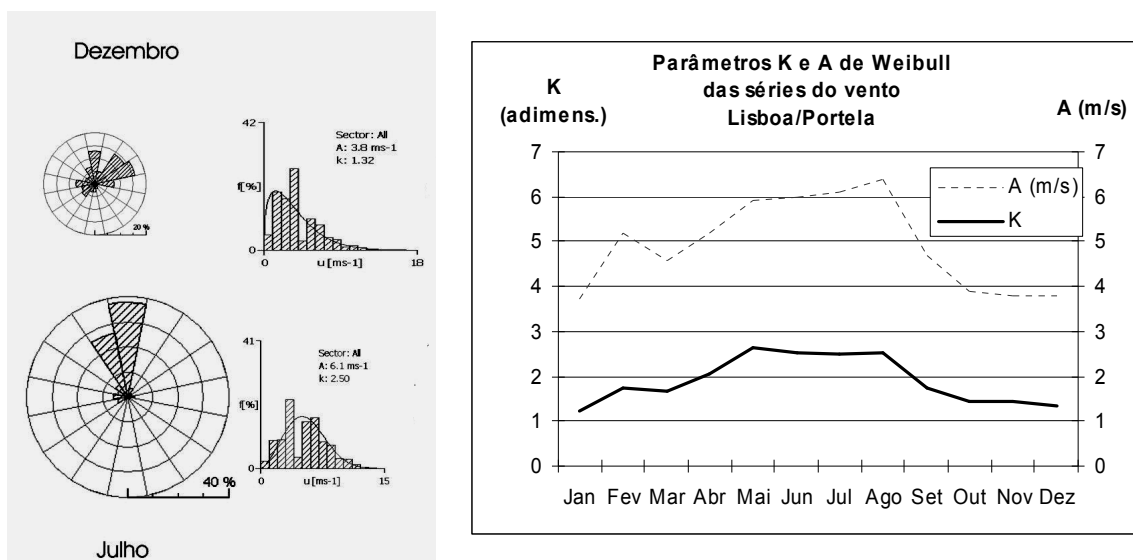


Fig. 5.6 - Exemplos de distribuições de Weibull e rosas dos ventos de Dezembro e Julho (à esquerda) e ritmo anual dos parâmetros A e k de Weibull (à direita), na estação de Lisboa/Portela para o período 1971-80.

Os agrupamentos utilizados neste trabalho são os que se mostram na figura 5.7, passando a apresentar-se os resultados nestes três regimes anuais: de Verão, definido pelos meses de Junho, Julho e Agosto; Outono/Inverno, definido pelos meses de Outubro a Janeiro e Primavera de Março a Maio. Setembro e Fevereiro não foram incluídos em nenhum dos grupos, por apresentarem comportamentos distintos dos

outros meses. Setembro é um mês em que decrescem ambos os parâmetros, não acrescentando nada ao Verão (efectivamente a velocidade do vento decresce bastante, bem como o k), mas também não é tipicamente um mês de Outono. O Fevereiro apresenta um pico no valor de k , que o separa dos conjuntos que o enquadram.

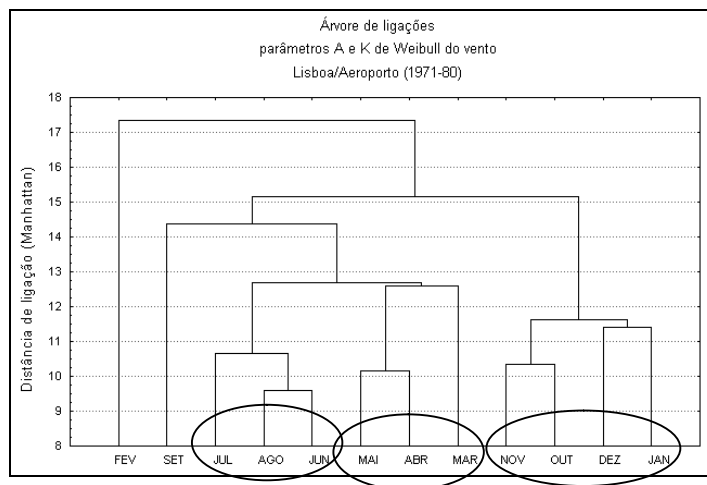


Fig. 5.7 - Árvore de ligações dos parâmetros A e k de Weibull, para classificação dos meses neste trabalho.

5. MODELIZAÇÃO DOS REGIMES DE VENTO EM LISBOA.

Como já se fez notar anteriormente, nesta parte da investigação pretende-se responder a várias questões relacionadas com o crescimento da cidade e a sua influência na modificação dos campos de vento.

Em primeiro lugar fez-se o estudo do vento regional tendo em conta apenas a topografia de Lisboa, mostrando-se os traços gerais da relação entre os valores A (m/s) e k de Weibull, dos grupos de meses obtidos no ponto anterior, reconhecendo-se assim as características dos ventos antes do estabelecimento da cidade de Lisboa.

A primeira questão metodológica é saber até que ponto a série de Lisboa/Portela traduz alguma influência da envolvente urbana ou se pelo contrário é representativa do clima de ventos regional. A figura 5.8 mostra a posição daquela estação meteorológica

em relação à cidade verificando-se que, na altura a que dizem respeito os dados, se encontrava dentro das pistas do Aeroporto, longe de qualquer estabelecimento urbano.

Parte-se do pressuposto que as características do vento regional não se terão alterado significativamente, desde antes da instalação da cidade até à actualidade.

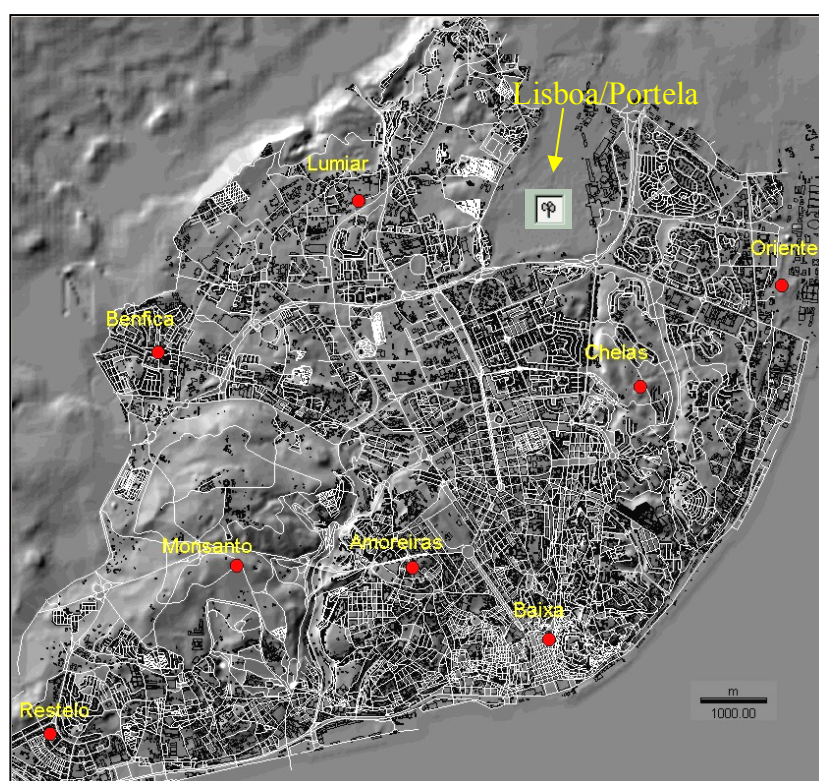


Fig. 5.8 – Localização da estação meteorológica de Lisboa/Portela na cidade. Mostram-se ainda os locais onde se efectuaram estimações da velocidade do vento.

5.1 A INFLUÊNCIA DA TOPOGRAFIA NO VENTO REGIONAL: O SÍTIO DE LISBOA

Nesta parte do trabalho, estimou-se o comportamento dos ventos no sítio da cidade, mas sem a ocupação humana, ou seja, considerando apenas a topografia da região como principal factor de modificação do vento. Os resultados que se apresentam correspondem aos valores estimados nos locais apresentados na figura 5.8.

5.1.1 VELOCIDADE "MÉDIA" E REGIME FREQUENCIAL DOS VENTOS: RELAÇÃO ENTRE OS PARÂMETROS A E k DE WEIBULL À SUPERFÍCIE E EM ALTITUDE.

Os parâmetros de escala e de forma da função de Weibull representam, como já se referiu, as velocidade "médias" e a forma da distribuição de cada série de vento. O factor de escala A é um valor proporcional à média (representado em m/s) e o k traduz a forma da série: quanto mais baixo o valor, mais frequentes são as velocidades baixas; quanto mais elevado for, maior a dispersão dos valores em torno de um valor médio também mais elevado.

Combinando graficamente estes dois factores, mostra-se a sua variação em altura (fig.5.9). Como se utilizaram os dados estimados até 500 m, a leitura do gráfico deve ser feita como é indicado no canto superior direito.

Verifica-se que existe uma variação estacional dos parâmetros de Weibull. O Verão é claramente a estação em que as velocidades do vento são as mais elevadas, ao contrário do Outono/Inverno, onde apenas a cerca de 100 m de altura se igualam as velocidade do vento estival à superfície. Em todas aos regimes estacionais o parâmetro de forma (k) aumenta até aproximadamente aos 100 m, o que mostra a influência da superfície na diminuição da velocidade média do vento e no aumento das frequências das velocidades baixas. Na figura 5.10, mostram-se as curvas ajustadas de Weibull para três alturas sobre Lisboa no Verão, que ilustram o que se acabou de expor. A partir dos 100m metros de altura esta relação altera-se: a velocidade média do vento continua a aumentar com a altura, segundo a lei do perfil logarítmico do vento, mas o valor de k de Weibull praticamente mantém-se, ou até diminui ligeiramente, devido a uma maior constância nas velocidades em altitude. Este facto é comprovado por outros autores (PETERSEN, 1997).

Na figura 5.9, nota-se uma semelhança entre os regimes de Primavera e Verão no que diz respeito às velocidades do vento, sendo a ruptura mais clara com os regimes de Outono/Inverno, sobretudo nas características frequenciais (k). Embora nestas estações do ano, as velocidades médias sejam apenas ligeiramente inferiores às outras (por exemplo verifica-se uma redução de cerca de 2 a 3 m/s à superfície em relação à

Primavera ou ao Verão) os valores de k são substancialmente mais baixos (1,5 no Outono/Inverno; 2,2 no Verão junto à superfície).

Também as características da camada limite se distinguem sazonalmente: nas estações mais quentes do ano (Primavera e Verão) as diferenças de k são maiores entre a superfície e os 100 m de altura (0,63 período estival), enquanto no Inverno/Outono a diferença é menor (0,47).

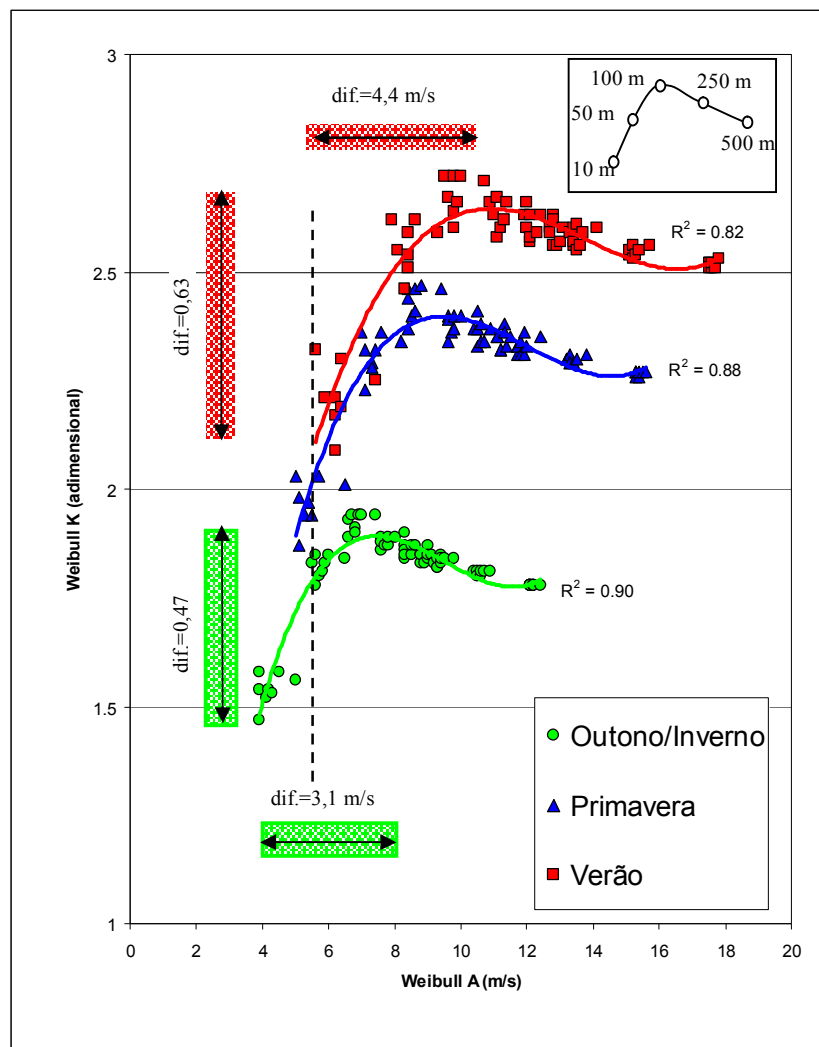


Fig. 5.9 - Relação entre os parâmetros A e k de Weibull nos vários regimes estacionais do vento. Em cima, à direita, apresenta-se uma ajuda à interpretação da gráfico: as alturas, em metros, expressam a sua posição aproximada nas curvas ajustadas.

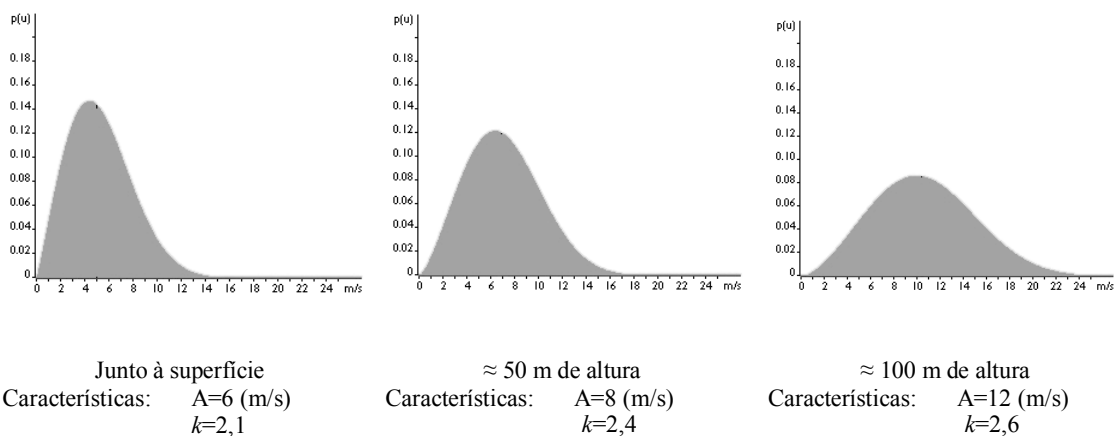


Fig. 5.10 - Curvas de Weibull características para regimes de vento a diferentes alturas do solo, no Verão, sobre o sítio de Lisboa (sem a influência da cidade).

5.1.2 VARIAÇÕES ESTACIONAIS DOS PERFIS DE VENTO SEM A INFLUÊNCIA DA CIDADE.

Nos locais indicados na figura 5.8, foram estimados os perfis médios da velocidade do vento até à altura de 500 m, que se apresentam na fig. 5.11⁵. Confirma-se um aumento estacional ligeiro da velocidade média do vento da Primavera para o Verão

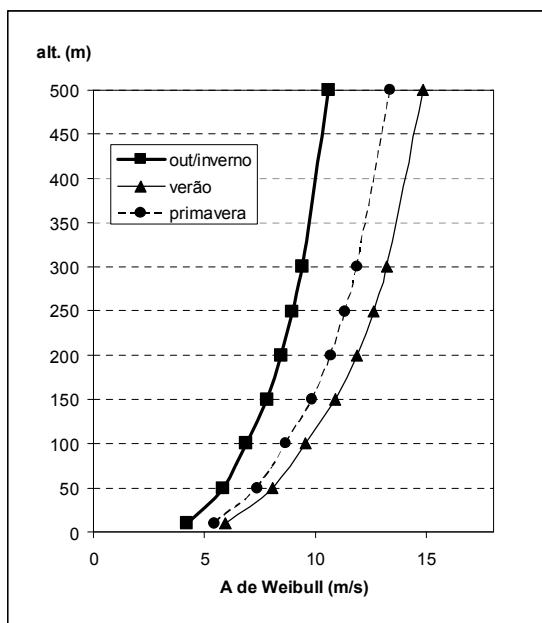


Fig. 5.11 - Perfis de vento estacionais estimados para Lisboa, integrados para todas as direcções, tomando só a topografia em conta. Os valores correspondem às médias estimadas nos locais apresentados na figura 5.8.

⁵ Os perfis correspondem às médias de todos os locais.

(de 5,5 para 5,9 m/s à superfície), com uma redução do período mais quente do ano para o Outono/Inverno (4,2 m/s). Os valores estimados para a altura de 500 m traduzem-se numa redução do vento do Verão para o Inverno de 15 para 11 m/s.

5.1.3 CONCLUSÃO SOBRE A INFLUÊNCIA DA TOPOGRAFIA NO VENTO EM LISBOA

Os valores apresentados⁶ mostram as características dos principais regimes de vento dominantes em Lisboa:

- a) A Nortada (62,5 % no período 1971-80), que sobretudo ocorre com maior intensidade e persistência a partir do início do Verão, tem uma maior amplitude de valores de k (0,63) e de velocidade ($A=4,4$ m/s) entre a superfície e os 100 m de altura.
- b) A Primavera é, em termos de velocidade de vento, uma verdadeira estação de transição (fig. 5.12), com características semelhantes ao Verão, embora com velocidades médias inferiores. Os rumos de norte e nor-noroeste são "reduzidos" a 43,1 % das observações no período 1971/80.
- c) Os regimes de Outono/Inverno onde predominam os ventos de norte e nor-noroeste, marcados por uma maior frequência da passagem da frente polar sobre o nosso território (26 % das ocorrências no período 1971/80). Este regime é marcado por uma menor diferença de velocidade de vento entre a superfície e os 100 m (3,1 m/s), bem como uma menor amplitude nos ventos mais frequentes entre estas duas camadas atmosféricas (dif. $k=0,47$). A passagem da estação quente para a estação mais fria do ano é "abrupta", sobretudo em termos de frequências onde os maiores valores ocorrem nas classes de vento mais baixas (à superfície $k=1,5$).
- d) Em todos os regimes estacionais, junto à superfície, os valores mais frequentes da velocidade do vento são as velocidades mais baixas, próximo dos 100 m de altura a velocidade do vento continua a aumentar segundo o

⁶ Alguns dos valores foram obtidos por inquirição directa ao programa WASP e poderão não constar no texto.

perfil característico do vento na camada limite e, acima desta altura, os valores de k mantêm-se, ou decrescem ligeiramente, o que mostra o efeito da turbulência mecânica da superfície.

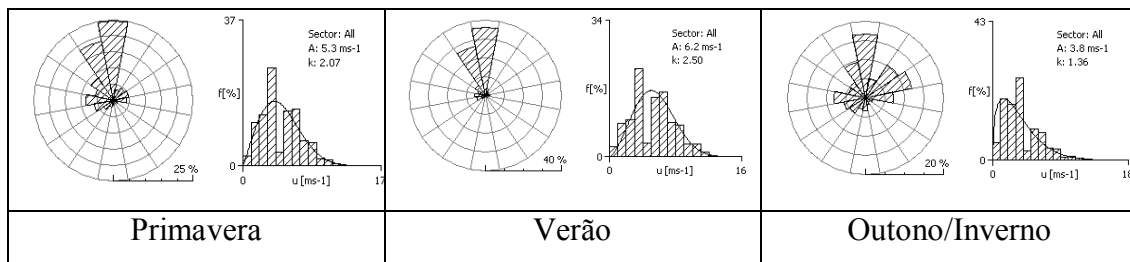


Fig. 5.12 - Rosas dos ventos estacionais e distribuições frequenciais no período 1971/80.

5.2. MODIFICAÇÕES NOS REGIMES DE VENTO COM O CRESCIMENTO DE LISBOA NOS ANOS 80 DO SÉC XX

Nesta parte do trabalho, tentou avaliar-se as modificações nos campos de vento originadas pela cidade de Lisboa. Em primeiro lugar, apresentam-se a relação entre os valores A e k de Weibull calculados para os locais escolhidos, mas desta vez entrou-se em conta com as rugosidades características de cada um nos anos 80. Mostram-se também as diferenças dos valores estimados só com a topografia e depois com a instalação da cidade.

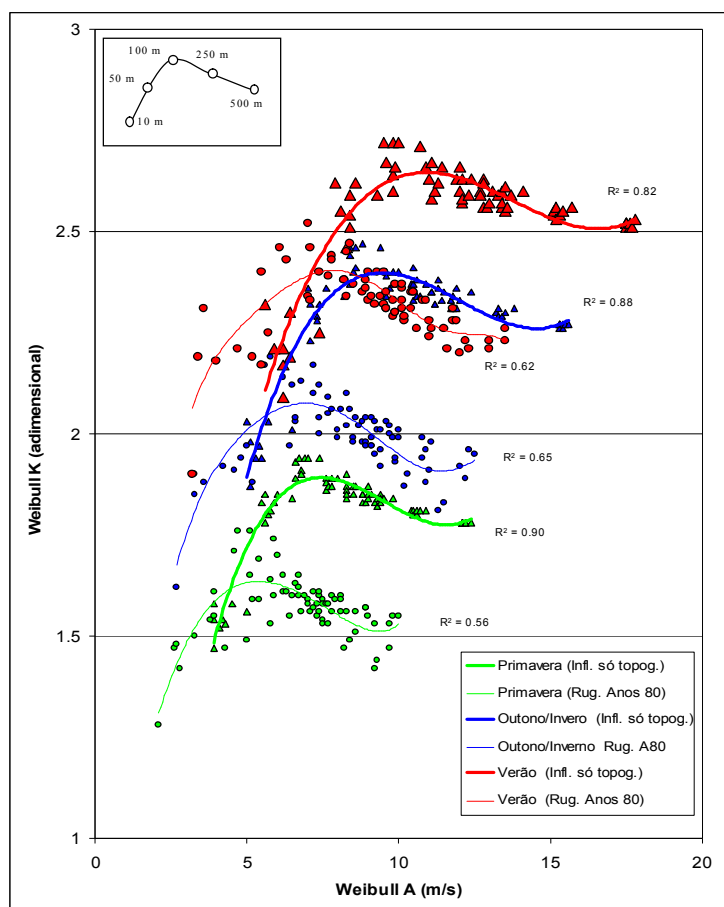
5.2.1 VARIAÇÕES ESTACIONAIS DOS PARÂMETROS DE WEIBULL COM O CRESCIMENTO DE LISBOA

As variações estacionais dos parâmetros podem ser observadas na figura 5.13, verificando-se que, de um modo geral, existe uma redução significativa em ambos os parâmetro de Weibull. Os resultados estimados para duas alturas (10 e 100 m) são apresentados no Quadro 5.4, onde se observa claramente essa redução, o que mostra a influência do crescimento urbano nos ventos na camada limite atmosférica.

Quadro 5.4 – Reduções da velocidade do vento em Lisboa com o crescimento da cidade

Altura do solo (m)	Primavera		Verão		Outono/Inverno	
	<i>A</i> (%)	<i>k</i> (%)	<i>A</i> (%)	<i>k</i> (%)	<i>A</i> (%)	<i>k</i> (%)
10	27,7	4,9	29,8	1,9	25,7	3,8
100	15,1	14,7	18,8	9,8	13,8	15,1

As maiores reduções relativas de velocidade do vento ocorreram junto à superfície (cerca de 30 % de redução no *A* de Weibull no Verão, 28 % na Primavera e 26 % no Outono/Inverno). Pelo contrário a redução de *k* é maior à altura de 100m: ou seja a forma das distribuições, sofrem um desvio para a esquerda, correspondendo percentualmente, a uma maior concentração nas classes de velocidades baixas a essa altura. Estes dois factos permitem considerar que a influência do crescimento da cidade na baixa atmosfera urbana actua de duas formas distintas:



Por um lado, reduz-se a velocidade média do vento junto ao solo, porque aumenta a rugosidade. Mas pouco se alteram os regimes frequenciais daquela variável meteorológica porque as classes de frequência já se encontravam centradas em torno dos ventos mais fracos.

Sensivelmente a 100 m acima do solo, a rugosidade provoca uma redução da velocidade média semelhante ao que acontece junto ao solo (de cerca de 2 m/s), mas existe uma menor diminuição relativa (14 a 19 % de redução efectiva, enquanto à superfície essa redução da velocidade do vento é de 26 a 30% - quadro 5.4 e 5.5).

5.2.2 MODIFICAÇÕES NOS CAMPOS DE VENTO: ANÁLISES PONTUAIS EM OITO BAIROS DE LISBOA.

A influência do crescimento de Lisboa nos regimes estacionais do vento foram até aqui observadas no conjunto da cidade, sem se distinguirem, especificamente, a posição e a morfologia (quantificada pelo parâmetro de rugosidade) de cada local. Os critérios que levaram à escolha destes tiveram como base dois princípios, que são os que se poderão melhor relacionar e interpretar com os valores estimados da velocidade do vento:

- a) o índice de rugosidade;
- b) a posição geográfica do local na cidade;

Assim, o ponto é não só representativo do local em si, mas de uma área que tem uma certa homogeneidade de morfologia “urbana” e topográfica.

Com base nestes critérios foram escolhidos (fig. 5.14):

- 1) Três pontos em índices de rugosidade de 1 m: dois no núcleo central da cidade (a Baixa numa posição de fundo de vale e Amoreiras num topo) e um terceiro ponto em Benfica, uma área plana do noroeste de Lisboa;

Quadro 5.5 - Modificações nos parâmetros A e k de Weibull com o crescimento da cidade, nas séries de vento estimadas a 10 e 100 m de altura do solo.

Altura do solo	Antes da cidade	Depois da cidade anos 80 do século XX	Principais modificações
100 m	Vel. A Weibull = 9,9 Verão (m/s) 8,6 Prim. 6,9 Out/Inv.	Vel. A Weibull = 8,0 Verão (m/s) 7,3 Prim. 5,9 Out/Inv.	Menor diminuição do vento em relação à superfície - 14-19% (em termos absolutos a diminuição é semelhante, ≈ 1 a 2 m/s). A diminuição dos valores de k implica o aumento da frequência de vento mais fracos.
	Par. k Weibull = 2,7 Verão 2,4 Prim. 1,9 Out/Inv.	Par. k Weibull = 2,4 Verão 2,1 Prim. 1,6 Out/Inv.	
10 m	Vel. A Weibull = 6,3 Verão (m/s) 5,5 Prim. 4,2 Out/Inv.	Vel. A Weibull = 4,4 Verão (m/s) 3,9 Prim. 3,1 Out/Inv.	Maior redução percentual da velocidade do vento (26-30%) Fraca ou nula diminuição do parâmetro de forma de Weibull (k)
	Par. k Weibull = 2,2 Verão 2,0 Prim. 1,5 Out/Inv.	Par. k Weibull = 2,2 Verão 1,9 Prim. 1,5 Out/Inv.	

- 2) Um ponto na grande “mancha verde” da cidade, num topo do Parque Florestal de Monsanto (rugosidade=0,7);
- 3) Um ponto no Restelo, um bairro de características suburbanas, não com o significado que é geralmente atribuído no nosso país, de aglomeração “caótica” com prédios de apartamentos multifamiliares que ocupam desordenadamente o tecido urbano intercalar, mas como no norte da Europa e América, espaços de habitações unifamiliares, ajardinadas, localizadas nos arredores dos grandes centros urbanos. Preferiu-se assim o conceito “suburbano” tal como é referido na bibliografia estrangeira, por ser o que corresponde índices de rugosidade atribuídos a esta classe em Lisboa (rugosidade 0,5 m).
- 4) Um ponto no Lumiar, no norte da cidade, local que até aos anos sessenta/setenta do século passado era povoado por quintas, olivais e vinhas, plantadas no Sec. XVIII. No início do século XX os moradores do Lumiar viam a velha aldeia transformar-se “num bairro da capital... cheio de palacetes e cortado de eléctricos, carruagens e automóveis” . A partir da década de sessenta assistiu-se a um forte aumento populacional. “A antiga aldeia do Lumiar perdeu quase definitivamente as suas características nas últimas décadas, especialmente depois da via rápida, Avenida Padre Cruz. O núcleo antigo de Telheiras está cada vez mais reduzido e, no Paço do Lumiar, até uma espécie de «Bunker» foi construído na zona histórica” (CONSIGLIERI, 1993). No início dos anos 80, esta área da cidade era um misto de paisagem bucólica e núcleos onde ocorre um forte e rápido crescimento urbano (rugosidade=0,03 m). Mas o norte da cidade tem vindo a crescer a um ritmo veloz, incrementando não só a sua área, como a volumetria. É muito provável que a rugosidade, nos próximos anos, ultrapasse largamente 1 ou mesmo 2m. Esta caracterização permite atribuir-lhe, sem dúvida, a rugosidade 0,3 m.
- 5) Dois pontos na parte oriental da cidade, um num interflúvio entre o vale de Chelas e o vale da Montanha, outro próximo do local onde se realizou a EXPO 98. O valor de rugosidade atribuído (0,02 m), corresponde a áreas

devolutas, (no caso de Chelas), ou áreas portuárias/industriais em situação de desinstalação. Conjuntamente com o norte da cidade, estes dois pontos, poderão servir para determinar quais os principais impactes ambientais para o sul de Lisboa, devidos ao aumento da rugosidade e consequente redução da velocidade do vento.

Na figura 5.14 apresentam-se as principais características topográficas, da morfologia urbana e da posição de cada local escolhido na cidade.

Apresentam-se os resultados estimados para várias alturas, de A e k de Weibull para cada um dos locais escolhidos⁷. Seria demasiado exaustivo enunciar todas as pequenas alterações em cada local, por isso se apresentam apenas os casos mais singulares. Relembre-se que os valores calculados integram todas as direcções.

Antes da implantação da cidade (curvas a cinzento na figura 5.15) verifica-se uma certa homogeneidade acima dos 100 m de altura nos valores de A e k de Weibull. A 500 m de o relevo não influencia o vento geral (fig. 5.15 *a*, *b* e *c*). O topo da camada turbulenta, deverá localizar entre 100 e 200 m (altura em que a influência da cidade deixa de fazer sentir), mantendo-se ou mesmo diminuindo o valor de k . Dentro da cidade, k pode ser mais variável de local para local no topo da camada turbulenta, porque as velocidades médias são mais elevadas no Verão (fig. 5.15 *d*).

Com o crescimento e expansão da cidade até aos anos 80, as alterações nos regimes de vento foram significativas. A “homogeneidade” da relação A e k de Weibull desvanece-se e individualizam-se locais com características singulares. A Baixa, as Amoreiras e Benfica (todas com rugosidade típica de 1,0 m) viram reduzir significativamente a velocidade média do vento (fig. 5.15 *e*), especialmente no Verão. É no entanto na Baixa, localizada num fundo de vale, onde o valor de k de Weibull mais se reduz, o que significa um aumento das classes de vento mais fraco. Nos restantes locais este parâmetro mantêm-se, o que significa que a turbulência se mantêm mais activa (curvas com simetria mais positiva do que na Baixa).

⁷ De referir que estes valores são exactamente os mesmo apresentados nos pontos anteriores, só que aqui são apresentados isoladamente.

Parte I – Modificação nos campos de vento em Lisboa induzidos pelo crescimento urbano

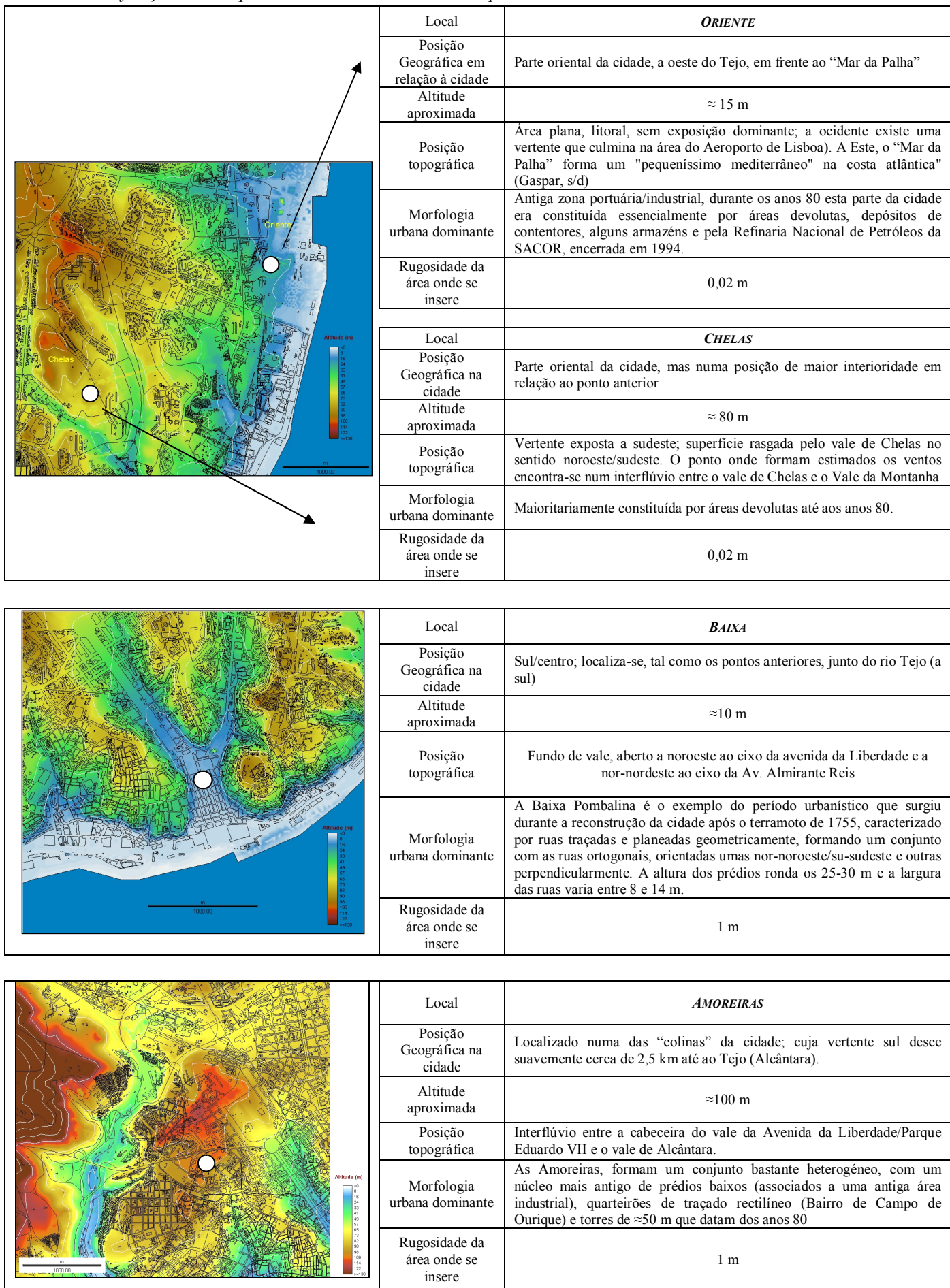


Fig. 5.14 a – Breve caracterização morfológica e urbana dos locais escolhidos, relativa aos anos 80.

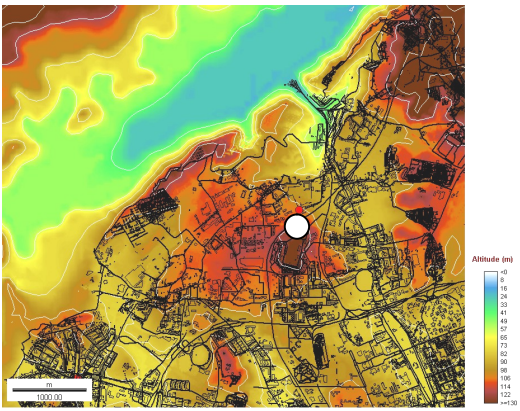
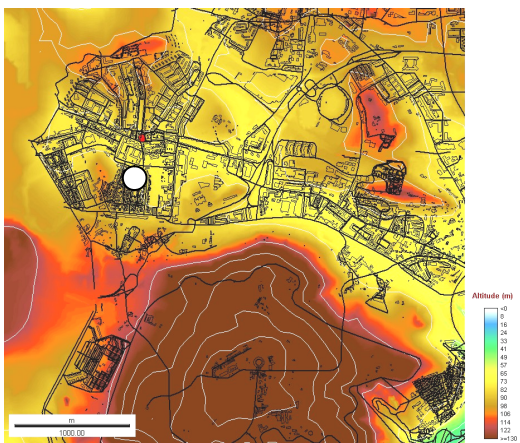
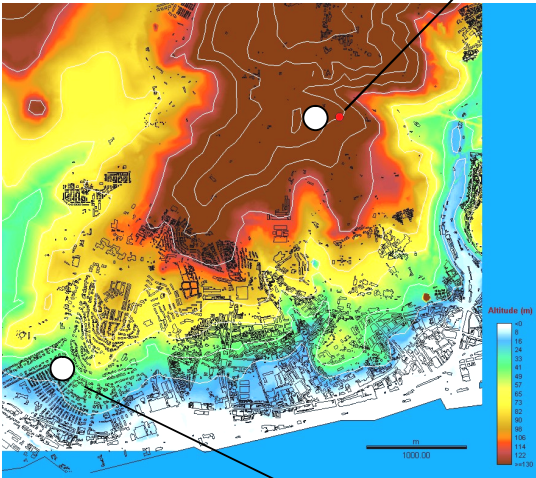
	Local	LUMIAR
	Posição Geográfica na cidade	Interior/norte da cidade, imediatamente a sul da grande depressão de Loures, orientada nordeste/sudoeste
	Altitude aproximada	≈100/130 m
	Posição topográfica	Superfície suave e aplanada, a ocidente do aeroporto, com alguns “cabeços” a ondularem ligeiramente o relevo.
	Morfologia urbana dominante	Até aos anos 80 o norte da cidade tinha um povoamento disperso, com alguns núcleos urbanos mais antigos de casario baixo (Carnide e Lumiar), salpicada por quintas e palácios. A partir da década de 80 sofreu um forte impulso de construção surgindo, desordenadamente, novos bairros um pouco por todo o lado. O aeroporto, inaugurado em 1942, tem mantido o norte/oriental da cidade com a sua função de corredor de ventilação do vento dominante. Até quando?
Rugosidade da área onde se insere	0,03 m	
	Local	BENFICA
	Posição Geográfica na cidade	Extremo ocidental/interior da cidade.
	Altitude aproximada	≈70/80 m
	Posição topográfica	Área plana, sem exposição dominante, localizado imediatamente a norte da colina de Monsanto.
	Morfologia urbana dominante	Construído a partir de um núcleo antigo dos “arredores” da cidade, foi aumentado e estruturado a partir de 1947 em torno da estrada com o mesmo nome. Nos nossos dias constitui um aglomerado populacional denso, que prolonga o eixo Pr. de Espanha/Sete Rios até às portas de Benfica, local de contacto com o município da Amadora. As alturas médias dos prédios variam entre aproximadamente os 6 e 30 m e a largura das ruas entre 15 e 25m.
Rugosidade da área onde se insere	1,0 m	
	Local	MONSANTO
	Posição Geográfica na cidade	Parte ocidental da cidade, enquadrado pelo vale de Campolide/Alcântara a oriente, pela ribeira de Algés a ocidente e a norte pelo bairro de Benfica. Cerca de 2 km separam o parque florestal do Tejo, a sul.
	Altitude aproximada	≈160 m
	Posição topográfica	Topo de colina
	Morfologia urbana dominante	Parque florestal, actualmente com cerca de 1000 ha, foi florestado a partir dos anos 30 do século passado. É composto essencialmente por vegetação de porte arbóreo. Possui uma clareira no seu interior com alguns equipamentos prisionais e judiciais; rugosidade 0,02 m.
	Rugosidade da área onde se insere	0,7 m
	Local	RESTELO
	Posição Geográfica na cidade	Localizado a Sudoeste de Monsanto a um escasso quilómetro do Tejo.
	Altitude aproximada	≈ 10 a 40 m
	Posição topográfica	Vertente exposta a sul e sudoeste, com declives suaves que raramente ultrapassam 15°.
Morfologia urbana dominante	Este bairro é predominantemente constituído por moradias de 1 ou 2 andares, normalmente ajardinadas. As ruas são largas (≈20 m) e formam arcos concêntricos, cuja convexidade aponta para sul, para o rio Tejo. Os prédios não excedem 6 m de altura. Os espaços são abertos e arejados.	
Rugosidade da área onde se insere	0,5 m	

Fig. 5.14 b – Breve caracterização morfológica e urbana, dos locais escolhidos, relativa aos anos 80

5.2.3. A VELOCIDADE DO VENTO ESTIMADA PARA A SUPERFÍCIE (10 m DE ALTURA) NOS BAIROS ESCOLHIDOS: ANÁLISE DOS VALORES DE A E k DE WEIBULL

As alterações nos parâmetros A e k de Weibull a 10 m de altura durante o Verão, antes e depois da instalação da cidade, são representadas através de setas na fig. 5.16. Não se apresentam os resultados para as outras estações do ano porque o período estival é o mais expressivo nas características apresentadas. As principais diferenças com as restantes estações do ano parecem depender apenas de um factor de escala, tal é a semelhança das curvas observadas anteriormente.

No Verão, notam-se claramente três situações distintas: 3 locais (Baixa, Amoreiras, e Monsanto) onde se verificaram as maiores reduções na velocidade média do vento (entre 2,7 e 3 m/s). São os locais de maior rugosidade, excepto Monsanto (rugosidade 0,7) que era um local bem ventilado no topo de uma colina, antes da sua florestação, mas cuja arborização fez diminuir a velocidade do vento. Num segundo grupo surgem dois locais, na parte ocidental da cidade, com reduções ligeiramente inferiores aos grupo anterior (Restelo com 1,9 m/s e Benfica com 2,0 m/s).

Por último, um grupo de 3 locais (Lumiar, Chelas e Oriente), inseridos em áreas de fraca rugosidade dentro da cidade (respectivamente 0,03 m, e 0,02 m), onde a redução estimada do vento é fraca (0,5 a 1,2 m/s). Este facto explica-se pela fraca densidade de ocupação até aos anos 80.

5.3. MODIFICAÇÕES NOS REGIMES DE VERÃO (ANOS 80 DO SÉC. XX).

Do que foi exposto, é claro que o Verão é a estação do ano em que as variações de vento com o crescimento da cidade poderão ser ambientalmente mais desfavoráveis. Por este facto, centrar-se-á a investigação nesta estação do ano, apesar de já se ter mostrado o exemplo das variações de A e k de Weibull, estimadas a 10 m de altura nesta estação do ano. Não será inserida neste capítulo, porque aqui se dará maior ênfase à análise espacial das modificações nos campos de vento e dos perfis em altura sobre a cidade.

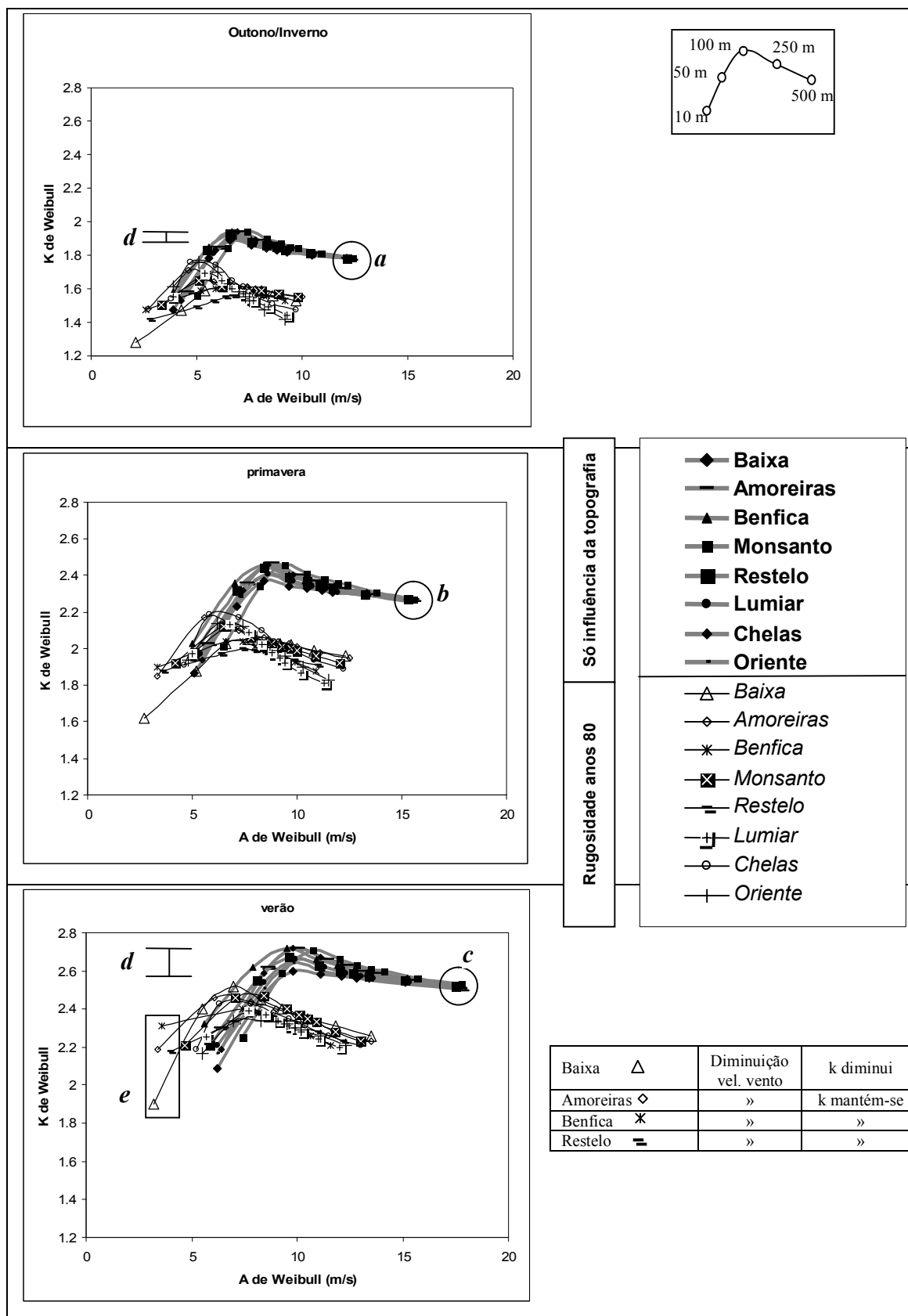


Fig. 5.15 - Relação entre os parâmetros estacionais A e k de Weibull, nos locais escolhidos. As curvas a cinzento cheio representam a situação em que se estimaram os parâmetros A e k de Weibull tomando em conta só a topografia. As outras, mais finas, representam as modificações dos anos 80.

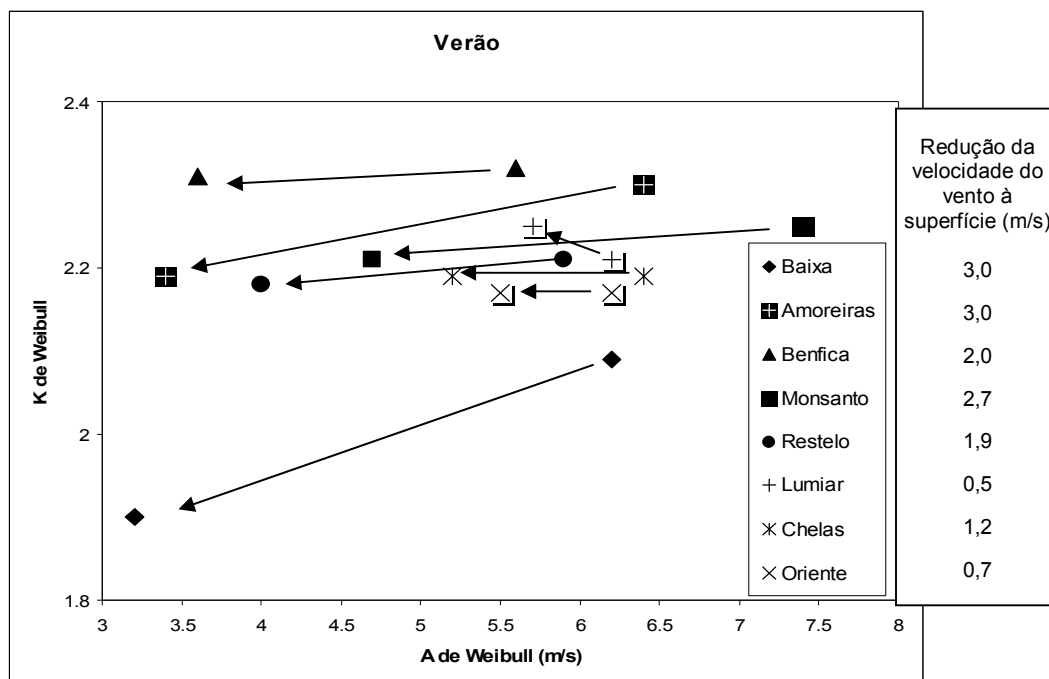


Fig. 5.16 - Relação entre os parâmetros A e k de Weibull calculados para 10 m de altura, no Verão. Os vectores representam a deslocação dos valores entre os duas situações consideradas: só a topografia (início do vector) e os anos 80 (fim)

Expõem-se as modificações do vento no Verão, induzidas pelo crescimento da cidade sob duas perspectivas, começando por se mostrar o seu efeito na coluna atmosférica, através de perfis de vento, e só depois as variações espaciais, a vários níveis de altura.

Numa primeira abordagem espacial analisam-se as diferenças da velocidade "média" do vento na alturas estimadas no programa WA^{SP} a 10, 50, 100, 150, 200, 250, 300 e 500 m. Mais adiante mostrar-se-á a desnecessidade de analisar todos estes níveis em pormenor, limitando a investigação aos primeiros 150 m da camada limite atmosférica.

Salienta-se ainda o exemplo das modificações do vento muito forte (frequentemente Nortada) com o crescimento da cidade, a partir dos valores estimados a 10 m de altura.

Introduz-se este tema com a influência do relevo nos campos de vento no Verão sobre a cidade, a partir das rosas dos ventos estimadas nos vários locais escolhidos. Necessariamente mais descritivo, este próximo ponto servirá para fazer a ligação com

os seguintes (onde se introduzem as rugosidades típicas de Lisboa), para se compreenderem melhor as modificações dos campos de vento no Verão.

Toda a análise espacial baseou-se numa grelha de 250x250 m já utilizada noutros trabalhos com resultados satisfatórios (LOPES, 1998 e ANDRADE e LOPES, 1998).

5.3.1 O EFEITO DO RELEVO SOBRE OS CAMPOS DE VENTO NO VERÃO (DIRECÇÕES E VELOCIDADES MÉDIAS).

Convirá referir que as conclusões apresentadas são baseadas em valores estimados, não entrando, por exemplo, em conta com as brisas que se fazem sentir nesta época do ano. Os resultados correspondem a situações médias de Verão, quando a Nortada é preponderante na cidade (fig. 5.17). A máxima frequência estimada tem lugar na Baixa (41 %), influenciada pela canalização do vale percorrido pela Av. Almirante Reis. A segunda direcção neste local (27%) ocorre de nor-noroeste, aproveitando a direcção do vale da Av. da Liberdade.

Em Monsanto e no Restelo a direcção mais frequente, segundo o modelo (que toma em conta a rugosidade e a topografia) é nor-noroeste, o que significa que os ventos contornam a colina e convergem na zona ribeirinha, entre Algés e Alcântara. A confluência de ventos poderá deixar de ocorrer para oriente, já que no centro da cidade (Amoreiras), as direcções predominantes apresentam praticamente a mesma ocorrência (24 e 25 %).

Quando analisadas as velocidades médias estimadas de Verão, sem a influência da cidade, tendo em conta todas as direcções (fig. 5.18), verifica-se que junto à superfície (10 m) o modelo sugere as velocidades mais elevadas na colina de Monsanto (com velocidades médias de cerca de 7 a 8 m/s, fig. 5.18 a), com acelerações pontuais no sul da cidade - cerca dos 6 m/s), onde o relevo desce do planalto para o Tejo (b) e no reverso da costeira de Loures(c), num eixo nítido paralelo à depressão como mesmo nome. Sem a influência da cidade, o planalto do norte de Lisboa é ainda assim um local onde as velocidades estão limitadas a valores mais fracos, rondando os 6 m/s (d). Por entrar em linha de conta com todas as direcções do vento o modelo estima as velocidades mais fracas (inferiores a 5m/s) nos fundos dos vales, sobretudo na

depressão de Loures (e), a norte, no vale de Alcântara (f), Baixa (g), nos vales de Chelas (h) e faixas ribeirinhas do Tejo, a sul e a este.

Em altitude (sobretudo a 500 m) as diferenças nas velocidade médias esbatem-se, facto que se verifica num desvio-padrão de 0,22 m/s e uma amplitude de apenas 1,4 m/s em toda a área de Lisboa (Quadro 5.6), ao passo que a 10 m estes valores são de 0,62 m/s e 5,7 m/s.

Quadro 5.6 - A de Weibull (m/s) a diversas alturas (só relevo).

Alt. (m)	10	250	500
Velocidade média (m/s)	5,96	12,8	15,2
Desvio-padrão (m/s)	0,62	0,29	0,22
Amplitude de vel. médias (m/s)	5,7	2,0	1,4

5.3.2 OS PERFIS VERTICAIS DE VENTO COM AS RUGOSIDADES TÍPICAS DA CIDADE NOS ANOS 80.

A partir dos locais escolhidos na cidade foram estimados os perfis médios das velocidades dos ventos (A de Weibull) até à altura de 500 m no Verão. Foram introduzidas no modelo as rugosidades típicas da cidade de Lisboa nos anos 80. Relembre-se que estes perfis correspondem às médias de todos os locais escolhidos e integradas todas as direcções do vento.

Observa-se, mais uma vez, uma redução geral na velocidade do vento com a instalação da cidade de Lisboa, que se traduz em cerca de 2 m/s junto à superfície (a 10 m de altura corresponde a cerca de 30% de redução na velocidade do vento) e cerca de 3m/s a 250 m de altura (fig. 5.19).

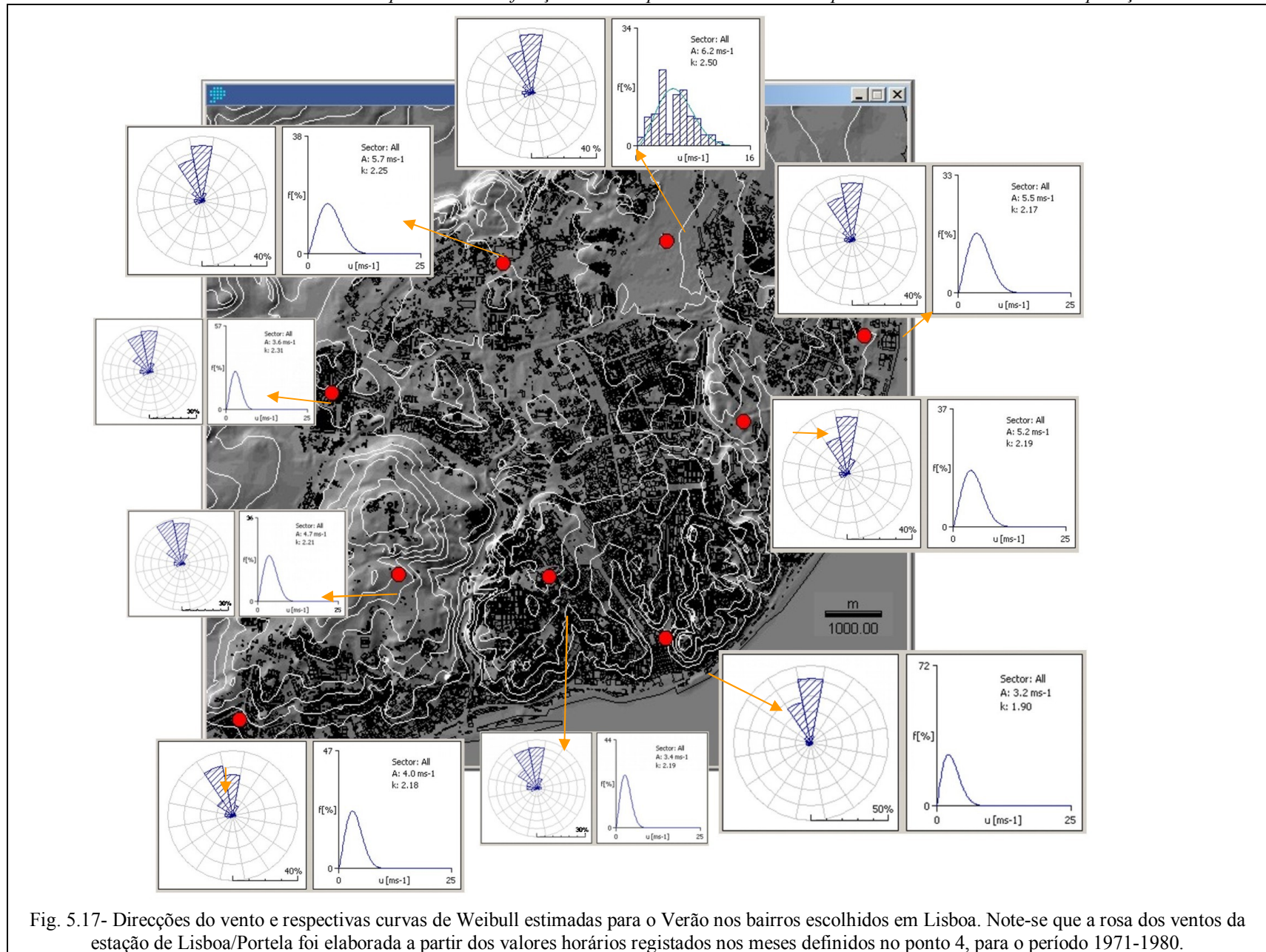


Fig. 5.17- Direcções do vento e respectivas curvas de Weibull estimadas para o Verão nos bairros escolhidos em Lisboa. Note-se que a rosa dos ventos da estação de Lisboa/Portela foi elaborada a partir dos valores horários registados nos meses definidos no ponto 4, para o período 1971-1980.

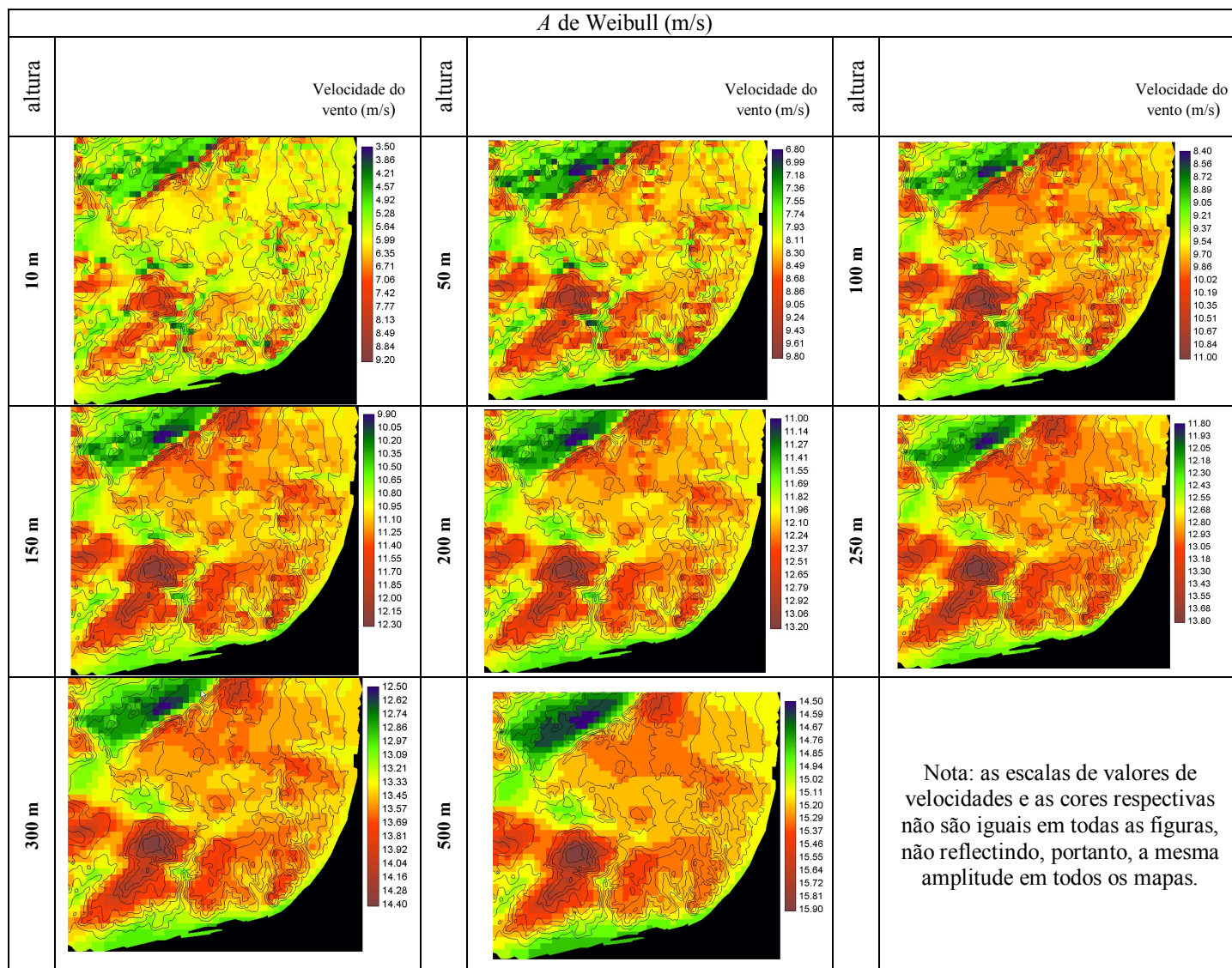
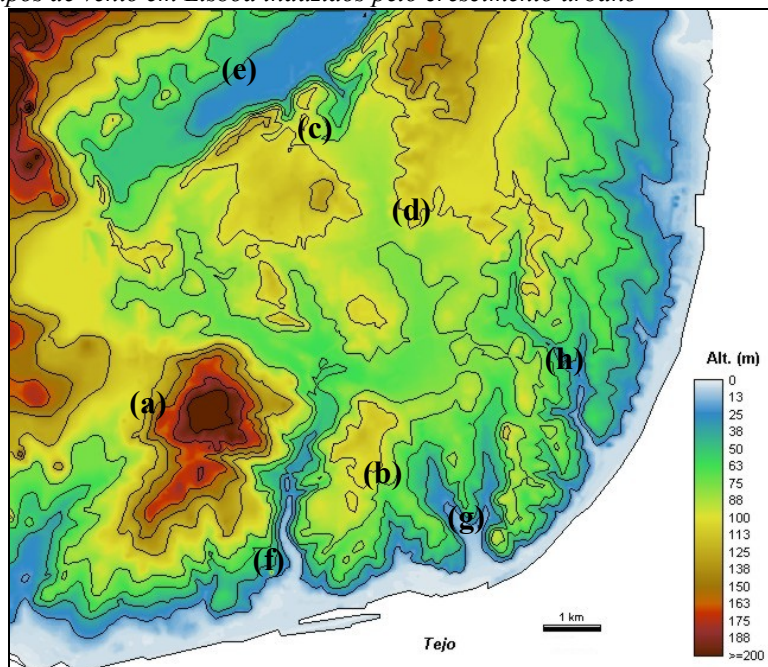


Figura 5.18. – Velocidades do vento estimadas para várias alturas acima do solo (situação de Verão, só com o relevo).

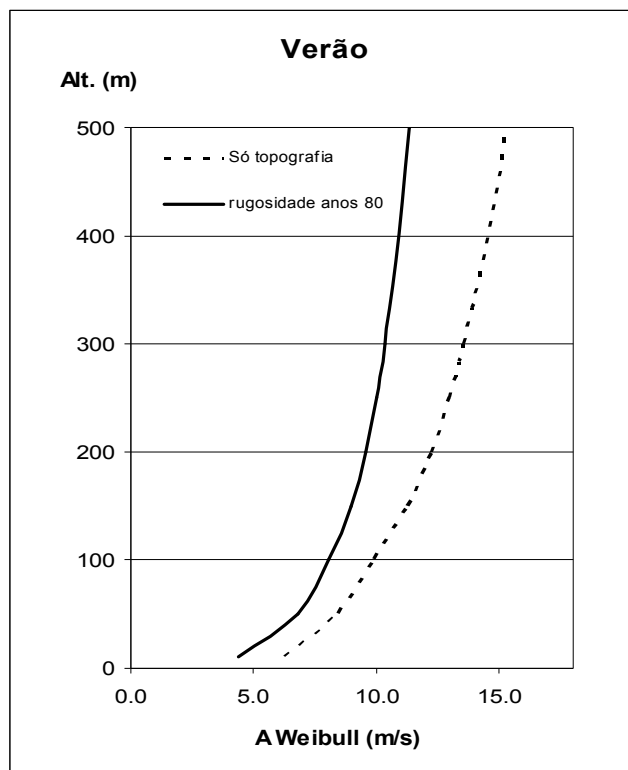


Fig. 5.19 - Perfis de vento estivais estimados para Lisboa, integrados para todas as direcções. A tracejado representa-se o perfil de vento estimado sobre Lisboa sem a influência da cidade. A curva a cheio, as velocidades nos anos 80. Os valores correspondem às médias estimadas nos locais escolhidos.

5.3.3 MODIFICAÇÕES DOS CAMPOS DE VENTO COM O CRESCIMENTO DA CIDADE NOS ANOS 80.

Analisa-se de seguida as principais diferenças espaciais nos regimes das velocidades médias dos ventos de Verão na cidade de Lisboa, nas várias altitudes estimadas no programa WAsP. Compararam-se os valores estimados só com o relevo e os resultados obtidos com o crescimento da cidade nos anos 80. A técnica é simples e consiste na subtracção das velocidades do vento (A) e dos valores de k de Weibull, entre os dois períodos (EASTMAN, et al., 2000), às várias alturas. Os valores positivos representam uma diminuição da velocidade do vento com a instalação da cidade. Analisaram-se apenas os primeiros 150 m acima da superfície porque acima desta camada atmosférica os valores estimados são semelhantes em toda a cidade denotando o limite da influência da rugosidade em altura. Quanto ao valor de k de Weibull é apenas visivelmente variável nas camadas mais baixas da atmosfera, pelo que se apresentam

apenas os resultados a 10 e 50 m. Conjuntamente com as rugosidades apresentam-se os principais resultados na figura 5.20, para se ter uma melhor percepção dos locais onde ocorreram as maiores modificações nos campos de vento.

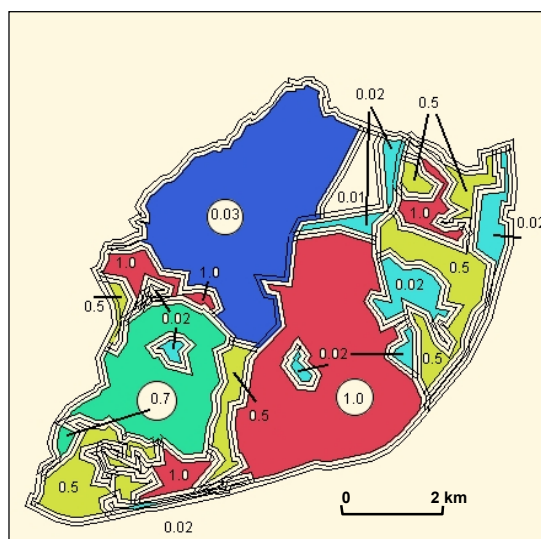
A 10 m de altura, o modelo mostra-nos uma maior redução da velocidade do vento no núcleo central da cidade (rugosidade 1,0 m), sendo essa redução da ordem dos 3 m/s, sobretudo na Baixa. Junto dos grandes eixos, que correspondem em regra geral aos fundos dos vales, ocorreram as maiores reduções nos valores de k . Apesar da colina de Monsanto atingir uma altitude maior do que cidade (a sua cota máxima ronda 216 m de altitude enquanto a cidade tem uma altitude média de cerca de 70 m) e portanto poder esperar-se velocidades mais elevadas, a redução do vento é significativa (cerca de 2,5 m/s) devido à rugosidade típica do parque florestal com as suas árvores de alto porte ($z_0=0,7$ m).

Em toda a envolvente deste núcleo, que é composta pelos Bairros do Restelo, Belém, Benfica e nas áreas construídas das zona oriental da cidade (onde se incluem uma parte da zona de Chelas, Olivais e Encarnação), estimou-se uma redução da velocidade do vento na ordem dos 2 a 2,5 m/s.

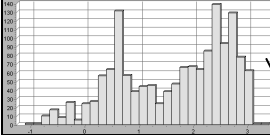
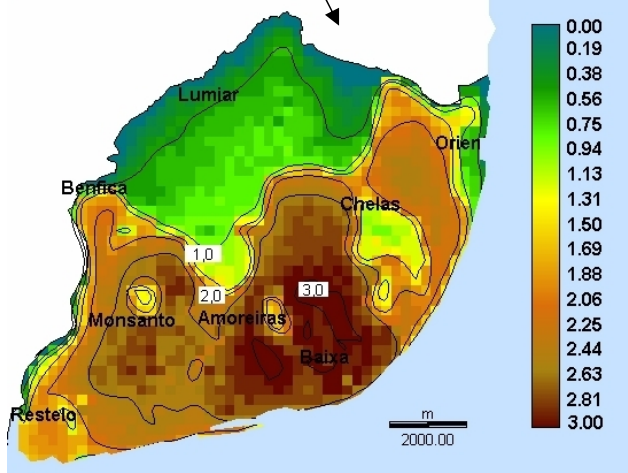
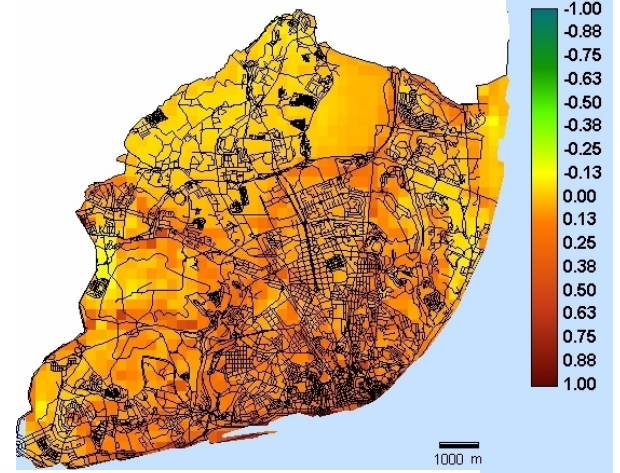
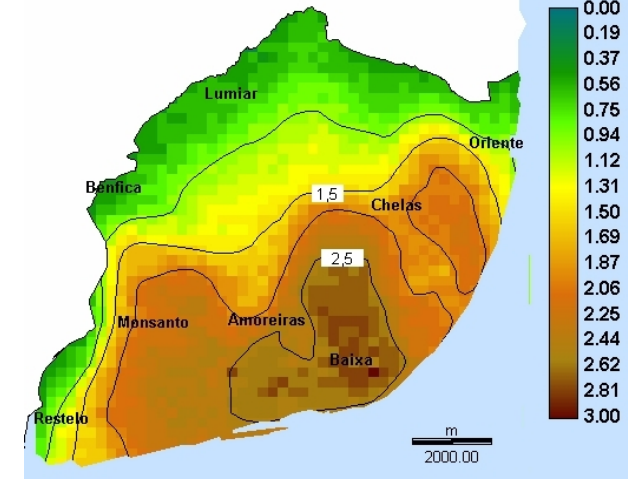
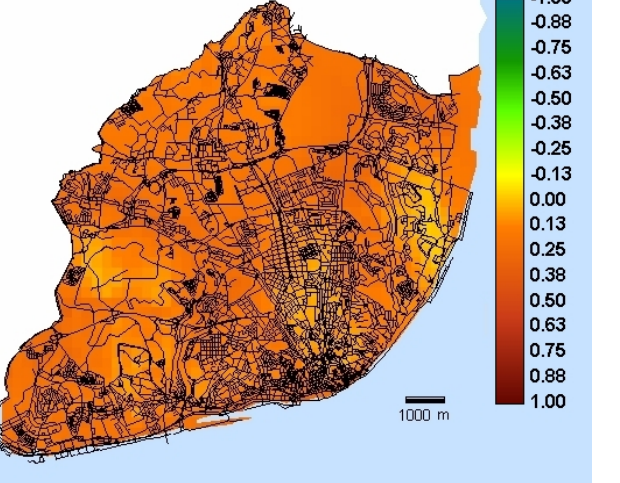
No norte da cidade, pelo contrário, onde a rugosidade até aos anos 80 era mais baixa (0,03 m), a redução do vento foi evidentemente muito menor, traduzindo-se num valor médio inferior a 1 m/s. Esta dicotomia norte/sul resultante sobretudo da diferente ocupação do solo na redução do vento médio, e bem nítida no histograma apresentado na figura 5.20, verificando-se um aspecto bimodal nas frequências daquele parâmetro.

Os valores de k de Weibull têm variações pouco significativas à superfície, notando-se uma ligeira diminuição, nomeadamente ao longos dos principais eixos da cidade, tal como já se tinha mostrado anteriormente.

A 50 m de altura os valores de k são praticamente semelhantes em toda a cidade, o que significa que a esta altura deixa-se de fazer sentir o efeito da turbulência mecânica produzida pelas edificações. Atenuam-se os contrastes na redução da velocidade média do vento entre as várias áreas urbanas, notando-se o aparecimento nítido de uma coroa de transição (com reduções na ordem dos 1,5 m/s), entre o sul da cidade, onde as reduções continuam a ser na ordem dos 3 m/s e o norte da cidade.



DIMINUIÇÃO DA VELOCIDADE DO VENTO - A (m/s) E VARIAÇÕES DE k DE WEIBULL COM O CRESCIMENTO DE LISBOA NOS ANOS 80 DO SÉC. XX (VER TEXTO PARA EXPLICAÇÕES ADICIONAIS).

Histograma de frequências da imagem da velocidade do vento a 10 m de altura		Variações no k de Weibull (adimensional)	
		<p>Os valores de k são praticamente invariantes a 500m de altura (a amplitude de k para toda a cidade de Lisboa é de 0,1) e pouco significativo à superfície nos dois mapas em baixo (1,1 e 0,4 respectivamente a 10 e 50 de altura).</p>	
altura - 10 m	<p>Diminuição na velocidade do vento (m/s)</p> 	altura - 10 m	
			

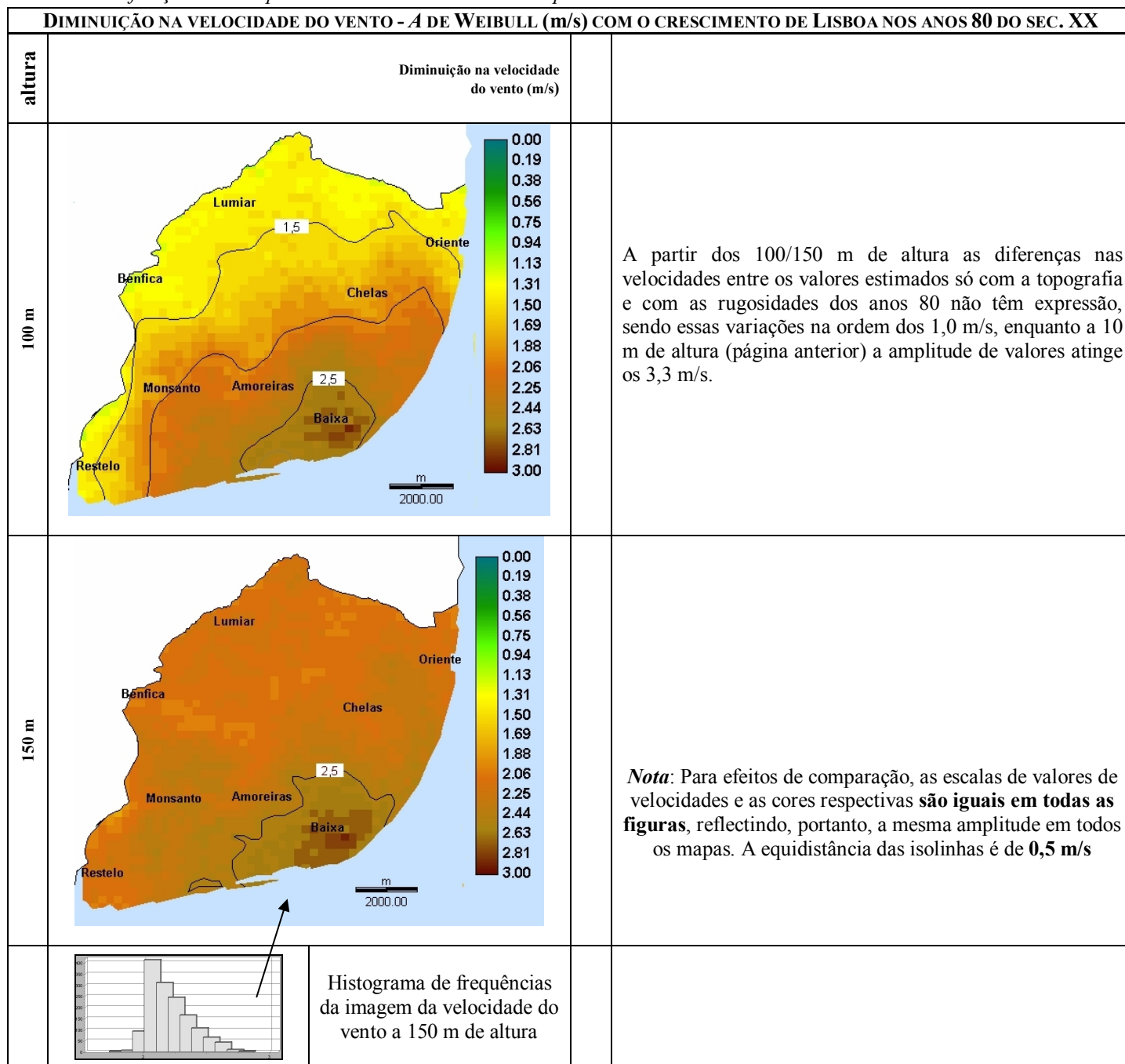


Fig. 5.20 – Diminuição da velocidade do vento a diversas alturas e variação do k de Weibull no Verão, em Lisboa, devido ao efeito da rugosidade.

A 100 m, a redução do vento no sul da cidade apresenta já valores semelhantes ao norte (com excepção de um núcleo centrado na Baixa) e, a 150 m de altura, o efeito urbano é pouco significativo, não havendo praticamente diferenças entre o norte e o sul da cidade na redução na velocidade do vento, sendo esta inferior a 1 m/s. Isto é nítido no histograma de frequências das diminuições das velocidades médias do vento, que apresenta apenas um pico acima dos 2 m/s (fig. 5.20).

Confirma-se a influência da cidade até aos 100/150 m de altura, sendo a partir daí pouco influente nos ventos gerais que passam sobre Lisboa.

5.3.4 MODIFICAÇÕES EM OCASIÕES DE NORTADA FORTE.

Depois de observadas as principais modificações do vento no Verão com o crescimento da cidade, integrando todas as direcções e velocidades, tentou perceber-se as diferenças nos dias com velocidades de vento extremos, caracterizados pela predominância do quadrante de norte e velocidades média iguais ou superiores a 5 m/s (valor aproximado daquele definido por ALCOFORADO (1987) para a "Nortada forte", de 20 km/h \approx 5,56 m/s).

Para o efeito, foi construída uma nova série de dados, a partir da original (Lisboa/Portela 1971-80), mantendo-se intactos todos os valores iguais ou superiores a 5 m/s que proviessem de um azimute inferior a 35° ou superior a 325° (valores característicos da "Nortada forte"). Para todos os restantes valores foram mantidas as direcções, mas substituídas as velocidades reais por 0,001 m/s, com o fim de manter o funcionamento do WA^SP.

Com este procedimento, foi obtida uma nova tabela contendo as frequências, e os parâmetros A e k de Weibull, sem se perder a informação fundamental característica da dominância do vento forte de norte. Os resultados, que a seguir se apresentam, resultam das diferenças entre a diminuição da velocidade média do vento, estimada tendo em conta todas as direcções e velocidades, e a diminuição do vento tendo em conta só o vento forte (superior a 5 m/s) de norte. O efeitos da Nortada praticamente não se distingue das restantes componentes direccionais do vento no norte da cidade, entre Benfica e o Aeroporto. Três vias de "penetração" são visíveis para sul: uma em Campolide até às Amoreiras (fig. 5.21 **a**), uma segunda que se estende pelas zonas ainda pouco urbanizadas de Chelas (**b**) (nos anos 80) e toda a parte oriental da cidade, posteriormente ocupada pela zona da Expo (**c**). Correspondem a áreas com rugosidades baixas ($<0,03$ m), constituindo, na altura, barreiras pouco eficientes à penetração do

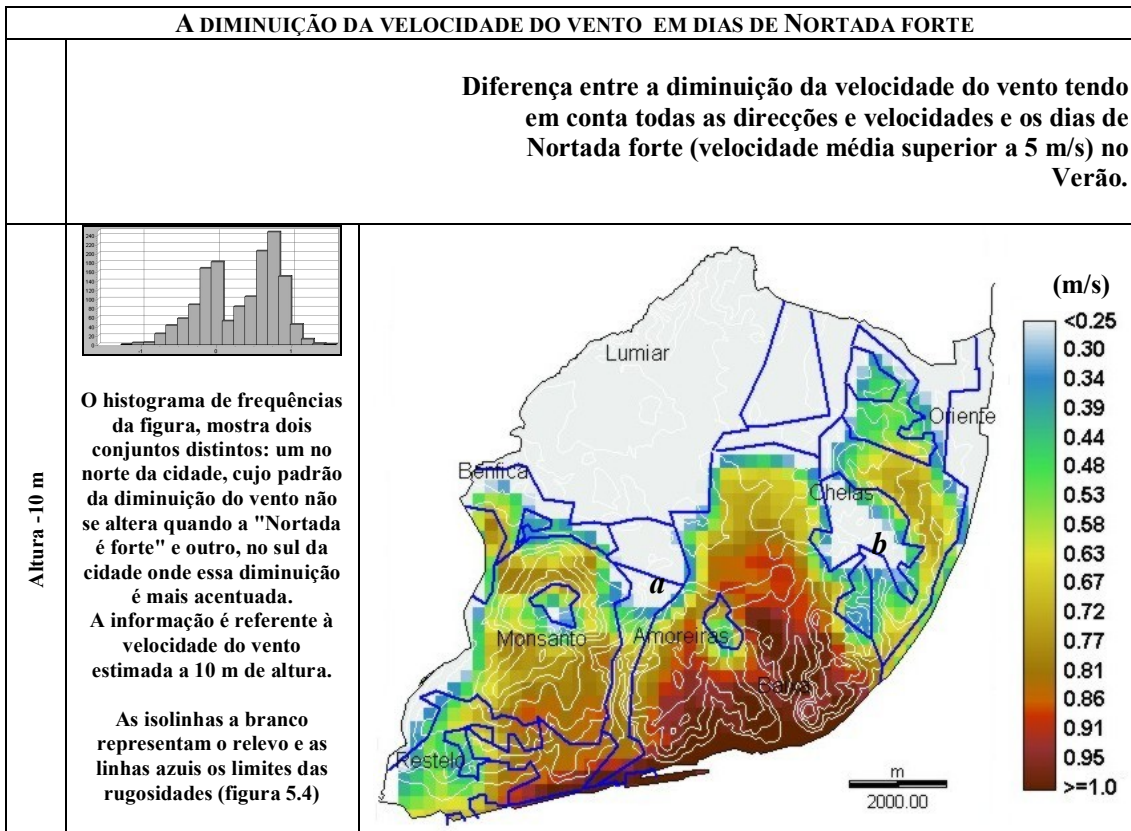


Fig. 5.21- Redução da velocidade do vento a 10 m de altura, em situações de Nortada forte (velocidade superior a 5 m/s), no Verão.

vento para sul. As zonas mais afectadas pelo abrandamento da Nortada são os vales do sul e as zonas ribeirinhas da cidade onde, em média, as reduções da velocidades do vento forte de norte acrescem mais 1 m/s à já observada com o crescimento da cidade.

5.3.5 CONCLUSÃO SOBRE AS MODIFICAÇÕES NOS REGIMES DE VENTO NOS ANOS 80

Com o crescimento da cidade até aos anos 80 do século passado, verificou-se uma alteração significativa nos campos de vento, tanto na forma como se escoam à superfície, como em altitude. O aumento da rugosidade com a expansão urbana reduziu a velocidade média do vento junto ao solo em cerca de 26 a 30%, sobretudo no Verão, onde em termos absolutos se traduziu numa redução de cerca de 3 m/s.

Ficou demonstrado que é durante a estação estival que a redução da velocidade do vento devido ao crescimento da cidade é maior, podendo contribuir para um

ambiente mais desfavorável. No Verão, é na Baixa que se verificam as maiores reduções na velocidade média do vento (cerca de 3 m/s), com uma predominância do vento de norte e nor-noroeste (68% das ocorrências estimadas).

Na parte ocidental da cidade, a redução da velocidade do vento é ligeiramente inferior (2,0 m/s), devido à rugosidade mais baixa. No entanto, verificam-se escoamentos que contornam a colina de Monsanto e convergem na zona ribeirinha, entre Algés e Alcântara.

No norte de Lisboa, caracterizada por predominância de áreas de fraca rugosidade (0,02 m a 0,03 m), a redução da velocidade do vento quase não tem expressão (0,5 a 1,2 m/s), quando comparada com o atrito provocado pela topografia. Este facto explica-se pela fraca densidade de ocupação até aos anos 80.

Esta dicotomia norte/sul junto à superfície (fraca redução da velocidade do vento a norte e forte a sul), resulta sobretudo da diferente ocupação do solo, mas vai-se atenuando em altitude, a tal ponto que, a 100 m de altura, a redução do vento no sul da cidade apresenta já valores semelhantes ao norte (com excepção de um núcleo centrado na Baixa). Ficou demonstrado que, a 150 m de altura, o efeito urbano é pouco significativo, não havendo praticamente diferenças entre o norte e o sul da cidade na redução da velocidade do vento. Isto leva a apresentar a hipótese de que o topo da camada turbulenta, ou seja até onde se faz sentir mais a influência da cidade, deve localizar-se entre 100 a 200 m, facto aliás confirmado pela homogeneidade dos valores de k sobre toda a cidade.

Em situações de Nortada forte (predominância insistente de ventos do quadrante de norte com velocidades médias iguais ou superiores a 5 m/s), verificou-se que o seu abrandamento ocorre predominantemente nos vales do sul e nas zonas ribeirinhas da cidade onde, em média, as reduções acrescem mais 1 m/s à já observada com o crescimento da cidade. No norte de Lisboa, a Nortada não se distingue dos outros regimes, ou seja o fluxo de vento não é mais reduzido do que durante a ocorrência de outras componentes direccionais.

5.4 MODIFICAÇÕES PREVISÍVEIS NOS CAMPOS DE VENTO NO VERÃO, NAS PRÓXIMAS DÉCADAS.

Mais uma vez, o Verão será a estação do ano privilegiada neste estudo. Baseado no modelo "empírico" de expansão urbana de Lisboa, que se apresentou no CAPÍTULO 4, foi efectuada uma tentativa de previsão das modificações dos campos de vento do Verão nas próximas décadas, no centro sul da cidade (Baixa). Este modelo tem os seguintes pressupostos:

- a) Os ventos regionais não se irão alterar significativamente nas próximas décadas. Supõe-se, portanto, que os parâmetros de Weibull obtidos com as séries de Lisboa/Portela da série de 1971/80 poderão ser usados para gerar novas séries de ventos e que elas continuarão a ser representativas dos regimes regionais do vento no norte da cidade.
- b) Se a actuação, mais que previsível, de quem tem por missão "expandir a cidade", se pautar por uma atitude que poderíamos apelidar de "*business as usual*" (por analogia com um dos cenários das alterações climáticas globais), deixando, muitas vezes, ao critério dos promotores imobiliários, a construção de novas urbanizações sem o necessário planeamento de conjunto, o norte da cidade irá constituir uma importante barreira compacta à progressão dos ventos dominantes de norte. Supõe-se, assim, que nenhuma medida de planeamento para as áreas expectantes da cidade será tomada, visando permitir uma melhor ventilação para o sul da cidade. Nesse caso é previsível o aumento do índice de rugosidade actual para 1,5 ou 2 m.

Correspondendo o vento no Verão a um constante vector resultante norte/sul, que iria encontrar uma barreira perpendicular, cada vez mais impenetrável, pretende-se determinar até que ponto esta condicionante faria diminuir as velocidades médias no sul da cidade. Como se verificou, a Baixa é um dos locais mais afectados, sendo aí estimadas as possíveis alterações nos regimes de vento.

5.4.1 DOIS CENÁRIOS PROPOSTOS.

Com os pressupostos enunciados, elaboraram-se dois tipos de cenários, cada uma com duas modalidades:

CENÁRIO A) Mais realista, este cenário consiste no aumento da rugosidade no norte de Lisboa com duas modalidades: a rugosidade no Aeroporto passaria do valor actual de 0,01m (dados originais) para 1,5 m (cenário A1) ou mais drasticamente para 2,0 m (valores típicos de uma cidade que cresce em altura e volumetria - cenário A2). As novas série de dados estimados serão representativas das novas áreas construídas no norte da cidade.

Para estimar as modificações do vento na Baixa, nas próximas décadas, em função do aumento da rugosidade no norte da cidade, foram criadas novas séries de dados a partir da série original de Lisboa/Portela de 1971/80, mas com os parâmetros de rugosidade referidos. Não se reconstruíram as séries completas, mas apenas os parâmetros de Weibull (frequências para cada quadrante e classe de velocidade de vento e valores A e k). Esses dados foram refeitos para o local onde actualmente se encontra o Aeroporto de Lisboa. Os valores de z_0 escolhidos (1,5 e 2,0 m) assumem o aumento da volumetria. A partir das novas séries de vento obtidas a partir dos parâmetros de Weibull (frequências, A e k) para as rugosidades 1,5 e 2,0 m, procedeu-se à estimação da velocidade dos ventos na Baixa.

Apresenta-se na figura 5.22 o esquema metodológico para a obtenção de novas séries de vento (cenários A1 e A2).

CENÁRIO B) O segundo cenário consiste num exercício “puramente teórico” e pressupõe a densificação da construção a tal ponto que se mantém a rugosidade actual (0,01 m na aérea do Aeroporto), mas com sobrelevação da superfície topográfica dos actuais cerca de 100 m para 130 (Cenário B1) e 150 m de altitude (Cenário B2), correspondente ao topo da nova

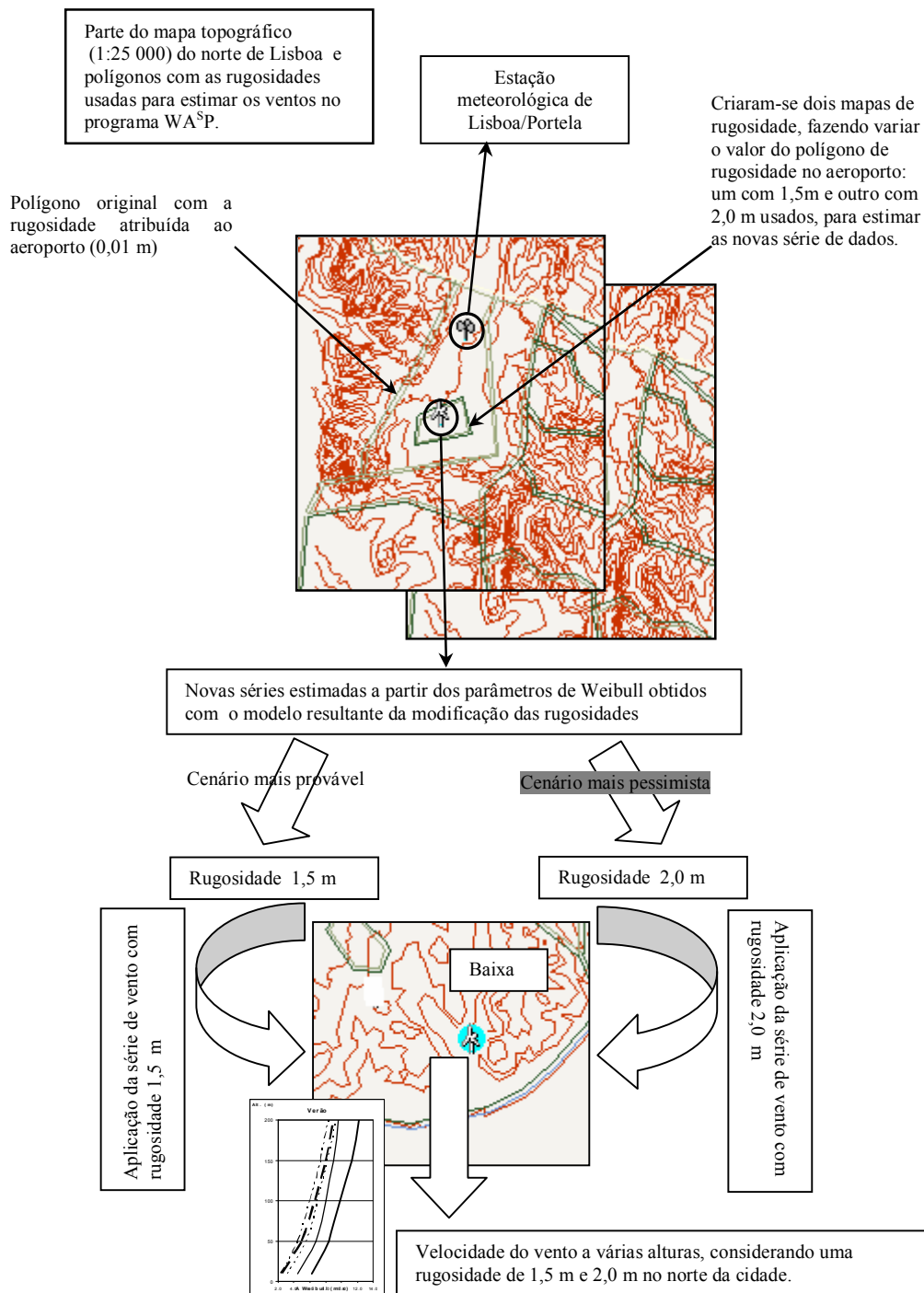


Fig. 5.22 - Modelo proposto para a estimação das velocidades dos ventos de Verão na Baixa, a partir do aumento da rugosidade no norte de Lisboa.

estrutura construída. Seria o equivalente a uma nova cidade virada para o seu interior, como se tratasse de um único edifício, onde todos os elementos que compõem o espaço urbano se encontrariam quase isolados da atmosfera urbana exterior. Esta cidade “utópica” servirá mais para discutir o efeito do vento sobre novos conceitos urbanos, do que propor soluções imediatas para a cidade (fig. 5.23).

Para implementar este cenário, procedeu-se à "elevação" de uma parte do planalto no sítio onde actualmente se encontra o aeroporto de Lisboa, transformando-se a isoípsa dos 100 m de altitude respectivamente para 130 m (Cenário B1) e 150 m (Cenário B2). Foi usada a série original do vento do Verão para o período 1971/80. Estimou-se de seguida os valores na Baixa, nas alturas definidas como padrão (10, 50, 100, 150, 200, 250, 300 e 500 m), que serviram para construir os perfis de vento.

5.4.2 PRIMEIROS RESULTADOS: O EFEITO DO AUMENTO DA RUGOSIDADE NO NORTE DA CIDADE E AS PREVISÍVEIS MODIFICAÇÕES NA BAIXA DE LISBOA

Apresentam-se os resultados estimados para a Baixa nas figuras 5.24 e 5.25 e comparam-se com os perfis em que se considera só a topografia e em que se entra também com as rugosidades de Lisboa nos anos 80 (média dos locais escolhidos, para todas as direcções e só a Baixa).

De um modo geral, verifica-se uma redução na velocidade dos ventos nos cenários onde se prevê o aumento da rugosidade no norte da cidade (Cenários A). Os dois cenários, em que se considerou o levantamento da superfície em 30 e 50m mantendo a rugosidade (B), não se apresentam grandes diferenças entre si, sendo os valores estimados praticamente semelhantes junto ao solo.

Cenários A: nas camadas mais baixas da atmosfera urbana (sobretudo nos primeiros 200 m - fig. 5.25), verifica-se claramente que as modificações poderão ocorrer com aquilo a que se chamou anteriormente a grande barreira ao vento de norte que se está a desenvolver no norte da cidade. Quando comparado com os valores estimados nos anos 80 da século passado e considerando um aumento da rugosidade

para 1,5 m, verifica-se uma redução de 0,7 m/s a 10 m de altura (correspondendo a uma perda de velocidade do vento de cerca de 22 % junto ao solo), valor que é apenas

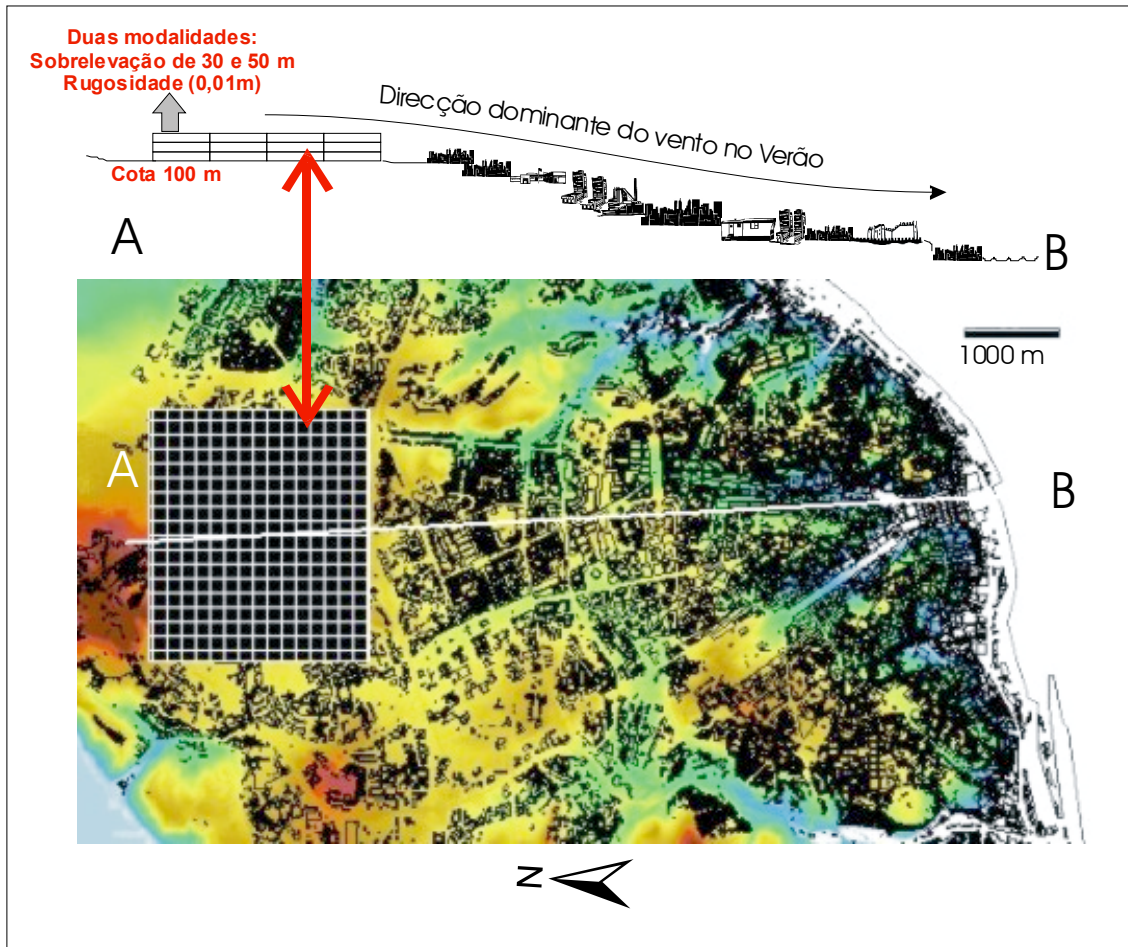


Fig. 5.23 – Modelo conceptual para a estimacão da velocidade do vento na Baixa, com sobrelevaco da superfície no norte de Lisboa, mantendo a rugosidade fraca.

ligeiramente agravado (reduo de 0,8 m/s), quando se considera uma rugosidade de 2,0 m no norte da cidade (Quadro 5.7). Ou seja, a situao mais desfavorável na Baixa ocorrerá em breve, com as actuais expectativas e tendências de construco no norte da cidade (maiores reduo na velocidade do vento na passagem de uma rugosidade fraca de 0,01 m para 1,5 m). Se se atingir os 2,0 m de rugosidade, ou eventualmente valores mais elevados, as alteraces serão semelhantes.

Quadro 5.7 – Velocidades de vento (*A* de Weibull) estimadas para os anos 80 e com os vários cenários.

Altura (m)	Valores estimados para os anos 80	Cenário A		Cenário B	
		(1) Rugosidade 1,5 m	(2) Rugosidade 2,0 m	(1) Sobrelevação de 30m	(2) Sobrelevação de 50m
10	3.2	2.5 (-0,7)*	2.4 (-0,8)*	3.4	3.4
50	5.5	4.9	4.5	5.8	5.7
100	7.0	6.6	6.1	7.3	7.3
150	8.3	8	7.4	8.7	8.6
200	9.3	9	8.4	9.7	9.6
250	10.1	9.8	9.2	10.5	10.4
300	10.5	10.3	9.6	11	10.9
500	11.8	11.5	10.9	12.3 (+0,5)	12.1 (+0,3)

* Comparação com os valores estimados para os anos 80.

A 200 m de altura (fig. 5.25), no entanto, a redução do vento com o cenário A2 é maior, verificando-se um decréscimo de quase 1 m/s em média em relação aos anos 80, correspondendo a cerca de 10% de redução da velocidade do vento em relação àquela época (Quadro 5.7). Se o aumento da rugosidade do cenário A1 para A2 tem pouco significado à superfície (fig. 5.25) em altitude poderá ter como consequência um agravamento das condições de circulação das atmosfera urbana, piorando as condições de renovação do ar sobre a Baixa nas camadas superiores da atmosfera urbana.

Cenários B: as reduções de velocidade de vento são análogas aos valores estimados para os anos 80 junto à superfície. No entanto à altura de 500m as velocidades do vento são ligeiramente mais elevadas (0,5 e 0,3 m/s, respectivamente nos cenários B1 e B2 - quadro 5.7) Assim, o cenário B poderia representar uma solução com vantagens, por não reduzir as velocidades do vento à superfície e poderia estimular os sistemas de circulação a maior altitude, que se produzem nas camadas mais elevadas da atmosfera urbana, com o aumento da velocidade do vento. Os benefícios poderiam passar pela melhoria (embora ligeira) dos sistemas de dispersão de poluentes àquela altitude.

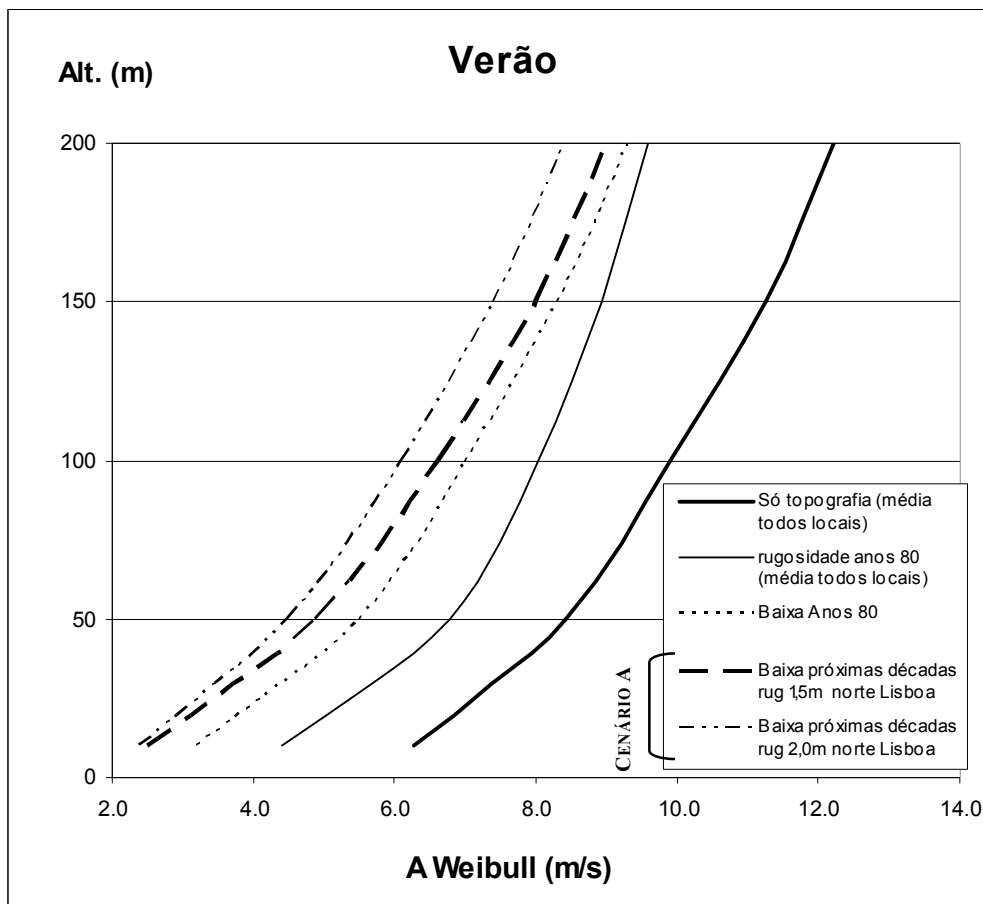


Fig. 5.24 – Perfis de vento de Verão estimados até 200 m de altura. Apresenta-se apenas os cenários A (1 e 2)

5.4.3 CONCLUSÃO SOBRE AS MODIFICAÇÕES DOS REGIMES DE VENTO NAS PRÓXIMAS DÉCADAS EM LISBOA

Dos cenários propostos para estimar as modificações nos regimes de vento nas próximas décadas, usaram-se dois tipos de abordagens.

Numa perspectiva do tipo *business as usual*, propôs-se um cenário com duas variantes: uma em que a rugosidade no norte de Lisboa passaria do valor actual para 1,5 m e outra um pouco mais drástica, para 2,0 m (valores típicos de uma cidade que cresce em altura e volumetria - cenário A2).

Numa perspectiva mais “utópica” e meramente académica, propôs-se que se elevasse a superfície topográfica da actual cota 100 para 130 ou 150m (duas variantes), que coincidiria com o topo de novas construções compactas e extensas, de tal modo que se manteria o actual factor de rugosidade baixo. Esta nova cidade serviu para lançar a

discussão sobre novos conceitos urbanos e seus efeitos nos campos de vento, mas também para, depois de ponderadas as diferenças na escala de observação, se poderem observar as modificações num local a sotavento, mediado por um declive que corresponde à descida do planalto para o Tejo.

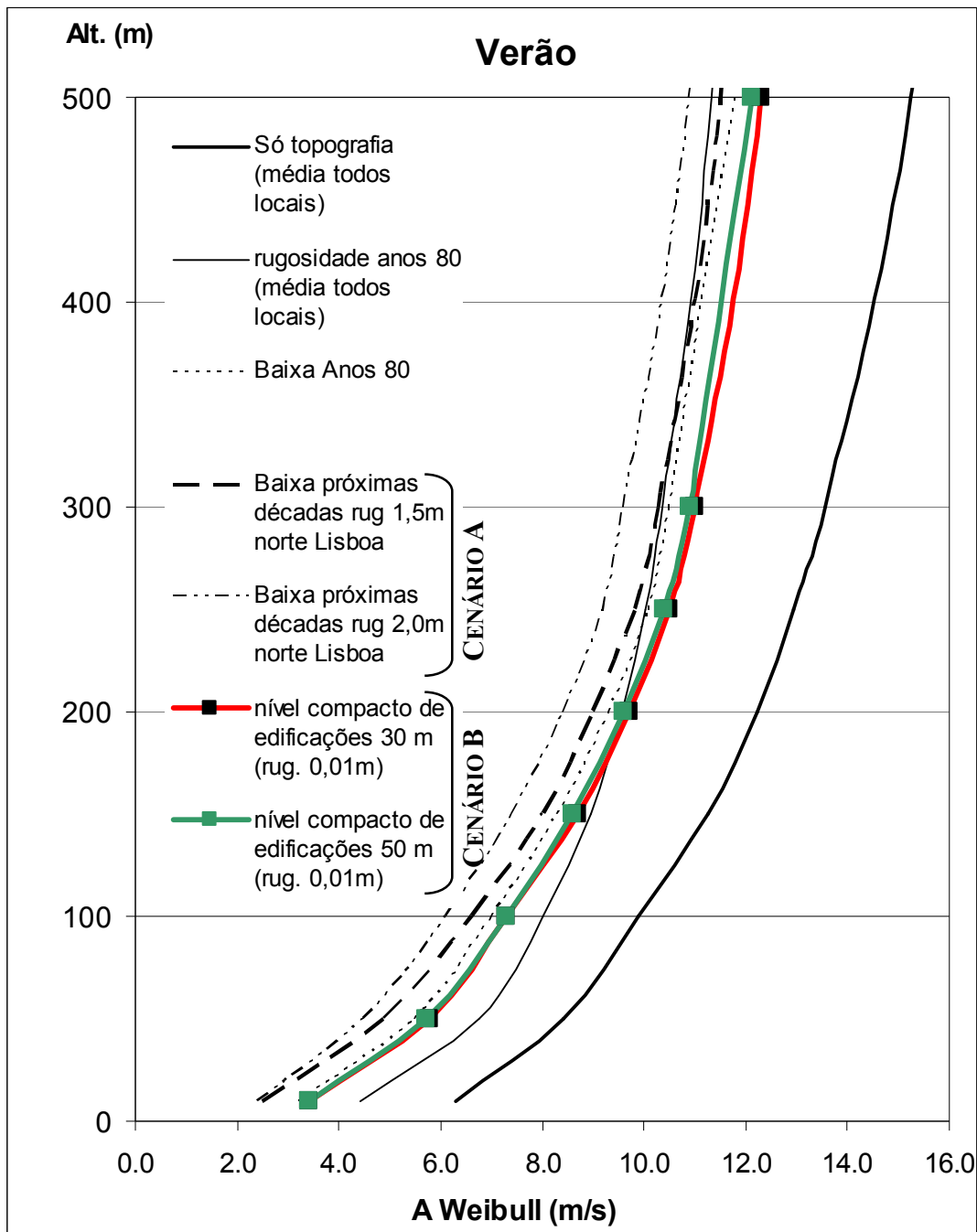


Fig. 5.25 – Perfis de vento de Verão estimados. Apresentam-se todos os cenários até 500 m de altura.

Com os cenários do tipo A, onde se considera que a expansão de Lisboa continuará para norte, caótica e sem planeamento de corredores de ventilação para o sul da cidade, constituindo uma barreira efectiva ao vento de norte que se está a desenvolver no norte da cidade, demonstrou-se que, quando comparada com os valores estimados para os anos 80, poderá haver ainda uma redução maior da velocidade do vento, traduzida em cerca de 0,7 m/s a 10 m de altura (correspondendo a uma perda de velocidade do vento de cerca de 22 % junto ao solo). Esse valor seria apenas ligeiramente agravado, quando considerada uma rugosidade de 2,0 m no norte da cidade. Na Baixa, essa redução seria de 0,8 m/s em relação aos anos 80.

Com os cenários do tipo B (utópicos), as velocidades do vento não sofreriam significativas alterações junto à superfície, sendo ligeiramente mais elevadas à altura de 500 m. Neste caso não ocorreria uma redução, mas sim uma aceleração do vento, em cerca de 0,5 m/s.

Provou-se que este tipo de solução seria vantajosa para a cidade, pois poderiam estimular os sistemas de circulação a maior altitude, o que beneficiaria ligeiramente os sistemas de dispersão de poluentes em altitude.

CAPÍTULO 6

MODIFICAÇÕES NOS CAMPOS DE VENTO NO BAIRRO DE TELHEIRAS (NORTE DE LISBOA): ENSAIOS EM TÚNEL AERODINÂMICO

1. OBJECTIVOS DESTE CAPÍTULO

Entre a multiplicidade de impactos do vento ao nível do solo nas cidades, o efeito sobre os transeuntes é provavelmente um dos mais importantes (WU e STATHOPOULOS, 1993). Os ventos gerados em alguns locais onde os cidadãos habitam ou circulam com frequência, como a entrada de edifícios expostas aos ventos intensos e dominantes, passagens inferiores, etc., podem incorrer em danos pessoais e materiais graves. Estes dependem, não só da intensidade e rumo dos ventos, mas sobretudo da arquitectura das edificações e da sua disposição no terreno. Em projectos de grande dimensão de algumas cidades alemãs, como por exemplo em Karlsruhe, é obrigatória a inclusão de estudos de pormenor sobre os efeitos do vento em torno dos edifícios e suas consequências sobre os indivíduos (LOHMEYER, et al., 1988).

A maior parte dos trabalhos sobre este tema mostram, sobretudo, os efeitos mecânicos e térmicos do vento, tanto sobre os edifícios como, ao nível do solo, sobre os cidadãos. Mas há uma questão por resolver que tem a ver com o problema da

diminuição do vento devido ao crescimento da cidade. No capítulo anterior analisou-se este problema à escala regional. Mas à escala microclimática, pouco se sabe sobre os efeitos do vento que podem degradar ambientes urbanos (seja ao nível do bairro, do quarteirão, da rua, ou da praça), devido ao crescimento da cidade em altura a barlavento dessas áreas.

Uma das formas mais correctas de avaliar os campos de vento e as suas modificações ao nível dos edifícios é através da utilização de túneis aerodinâmicos (ou túneis de vento). As simulações do escoamento do ar em túneis aerodinâmicos têm sido usadas sobretudo para o "estudo de forças em veículos e estruturas, do potencial eólico de determinados locais, da dispersão de diferentes tipos de gases, etc." (COSTA et al., 1994), problemas sobretudo ligados à Engenharia Mecânica e Civil. Em Portugal, têm sido muito raras as parcerias entre os Geógrafos que estudam os climas locais e urbanos, e os cientistas ligados à Engenharia. As experiências que aqui se apresentam têm um significado especial, porque juntam a Física e a Engenharia, que dominam o conhecimento e as técnicas da dinâmica dos fluídos e da aerodinâmica, com a experiência da "Geografia Climática", cujos resultados se apresentam neste trabalho.

É sempre necessário validar os resultados obtidos com modelos numéricos, como os que se apresentaram no capítulo anterior. No entanto, esta tarefa é de difícil concretização porque, no caso do ambiente urbano, os dados de vento não abundam.

Para isso contribuem várias condicionantes:

- a) O vento é um parâmetro meteorológico de difícil medição. Além de variar constantemente no tempo, o rumo e a velocidade alteram-se muito no espaço urbano, onde abundam elementos que o modificam;
- b) Nem sempre os dados são "compatíveis" no tempo e no espaço com os resultados obtidos com os modelos, de modo a serem comparáveis
- c) A rede meteorológica é pouco densa na cidade, sobretudo para avaliar os regimes mais frequentes;

A medição da velocidade do vento, por exemplo, através de campanhas de medição itinerantes é, na maioria das vezes, uma tarefa impossível, por muito bem

escolhidos que sejam os pontos de medição. São bem conhecidos os efeitos que os edifícios e outros elementos urbanos têm na modificação instantânea da velocidade e rumo dos ventos ao nível do solo, como foi mostrado no primeiro capítulo desta parte.

Lisboa apenas recentemente foi servida por uma rede de 5 novas estações meteorológicas urbanas (RUEMA – Rede Urbana de Estações Meteorológicas Automáticas³⁴), instaladas pelo Instituto de Meteorologia (I.M.), que se vieram juntar às já existentes Lisboa/Gago Coutinho e Lisboa/Geofísico. Contam-se nos objectivos desta rede, a “melhoria da vigilância meteorológica nas áreas urbanas, a descrição das condições meteorológicas locais e apoiar a previsão do estado do tempo, a emissão de avisos para a protecção civil, a partir do I.M., os estudos de poluição e planeamento urbano e a investigação e estudos sobre o clima em áreas urbanas”.

Devido à escassez actual de dados de vento na cidade e à sua difícil recolha, validar os resultados obtidos com os modelos numéricos é uma tarefa que poderá ser desempenhada, com algum sucesso, através da construção de modelos físicos e a sua inclusão em túneis aerodinâmicos que reproduzem fielmente as situações do escoamento do ar em meio urbano.

Esta tecnologia é importante, não só, para validar os modelos numéricos, mas sobretudo para persuadir quem exerce a função do planeamento urbano, cuja práticas, sob o ponto de vista técnico, podem ser correctas, mas que poderão deixar muito a desejar sob o ponto de vista ambiental. Nenhum argumento pode ser mais persuasivo do que a visualização dos fluxos de ar em torno dos edifícios com experiências em túnel aerodinâmico (BORGES E SARAIVA, 1987).

Pelos motivos enunciados, os principais objectivos deste capítulo são claros:

- a) Validar (ou não) a tese defendida anteriormente, de que o aumento da rugosidade a barlavento pode provocar modificações nos campos de vento;

³⁴ No início de 2003 o seu funcionamento está ainda em fase experimental. Das novas estações instaladas (Benfica, Estefânia, Alvalade, Estrela e Baixa), apenas as duas primeiras fazem o registo do vento (rumo e intensidade). No total, da cidade de Lisboa terá quatro locais (Benfica, Estefânia, Gago Coutinho e Geofísico) onde essa informação será actualizada diariamente. Fonte: Instituto de Meteorologia – Portugal, Ministério da Ciência e do Ensino Superior, www.meteo.pt/RUEMA/historial.htm, actualização de 17-1-2002.

- b) Observar as principais modificações do vento em torno dos edifícios de um bairro no norte de Lisboa (Telheiras) e tentar generalizar alguns dos resultados obtidos, que poderão ser aplicados a outras áreas urbanas.

Pretende-se assim dar um mais um pequeno contributo ao planeamento urbano de Lisboa, divulgando os resultados obtidos com uma variável ambientalmente tão importante como o vento.

2. O TÚNEL AERODINÂMICO DE CAMADA LIMITE DO LNEC.

Um túnel aerodinâmico é uma instalação geradora de uma corrente de ar artificial, destinada à simulação experimental de certos tipos de escoamentos reais (BORGES, 1968). Actualmente o LNEC possui dois túneis situados nas suas instalações: um mais antigo projectado nos anos 60 do século passado e outro mais recente e de maiores dimensões (fig. 6.1), onde é possível introduzir maquetas de maiores dimensões. Os ensaios foram efectuados no túnel mais recente, por causa do tamanho da maqueta à escala de 1:500.

2.1 CARACTERÍSTICAS DO TÚNEL AERODINÂMICO ONDE FORAM REALIZADOS OS ENSAIOS.

O túnel aerodinâmico de camada limite do LNEC é um túnel de aspiração de descargas atmosféricas e câmara de ensaios fechada. A sua secção é de $2 \times 3 \text{ m}^2$ e o seu comprimento atinge 10 m. A velocidade do escoamento na câmara de ensaios é regulável em contínuo, em escalões de cerca de 3 m/s, que correspondem à entrada em funcionamento dos seis ventiladores (fig. 6.1), que têm uma potência de 11 kW cada. Estão instalados, de forma simétrica, a jusante na câmara de pleno, sendo dois deles controlados por variadores de frequência (fig. 6.2, em cima à direita³⁵).

³⁵ Informação pessoalmente transmitida pelo Eng.º Jorge Saraiva.

2.2 SIMULAÇÃO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

A simulação da camada limite atmosférica dentro do túnel aerodinâmico é produzida por dois conjuntos conhecidos por “elementos de separação” (fig. 6.3), colocados a barlavento da secção de ensaios onde se instala a maquete: o conjunto fixo (a), composto por elementos de madeira tipo “barbatana de tubarão”, é o gerador de vorticidade, enquanto o conjunto móvel (b), simula a rugosidade da superfície

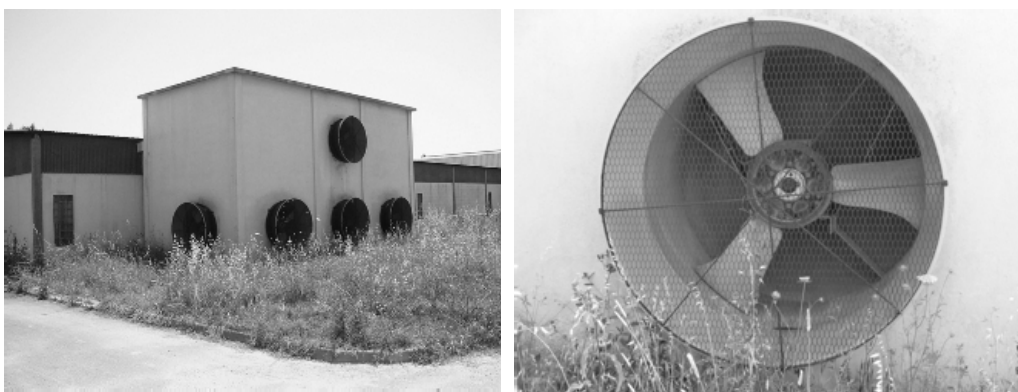


Fig. 6.1 – Vista exterior da câmara de pleno do túnel aerodinâmico do LNEC. À direita um pormenor de um ventilador, com 11 kW de potência.

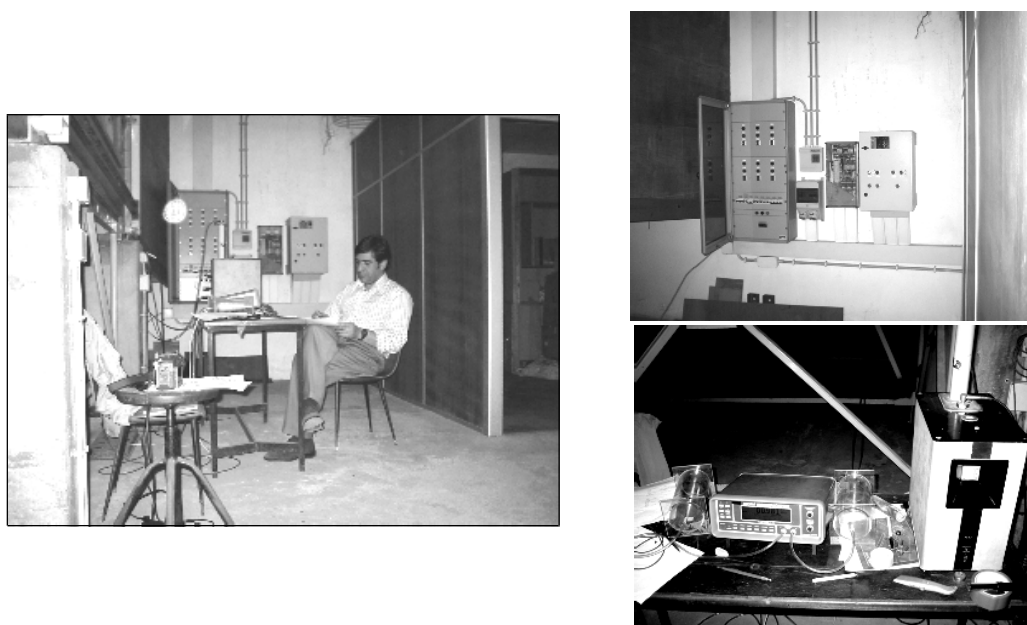


Fig. 6.2 – Vista do interior das instalações do túnel aerodinâmico do LNEC. À direita, em cima, um pormenor dos painéis de controlo das turbinas, com os quais se alteram as condições de ventilação dentro do túnel. À direita, em baixo, os instrumentos de medição da velocidade do vento: micromanómetros do tipo Betz.

A sua mobilidade permitiu experimentar várias rugosidades (combinando os elementos, como se mostra na figura 6.13), condição necessária para se reconhecerem as principais diferenças nos campos de vento em torno dos edifícios.

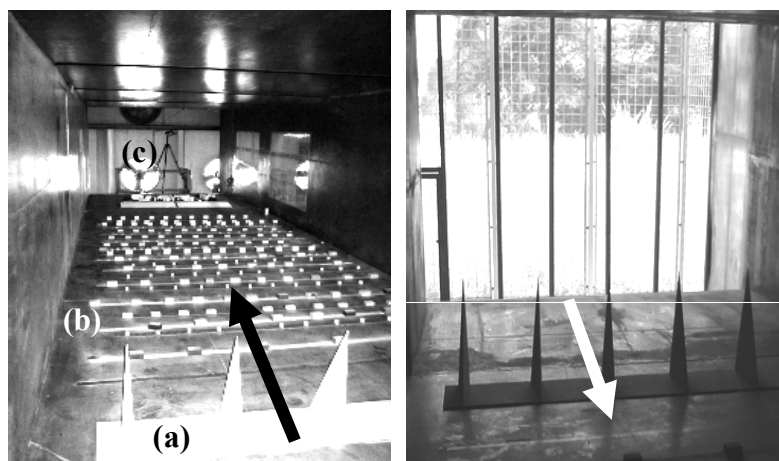


Fig. 6.3 – Vista do interior do túnel aerodinâmico. À esquerda, em primeiro plano (a), as “barbatanas de tubarão”, seguindo-se as fiadas de blocos que simulam a rugosidade e que no seu conjunto reproduzem as condições da camada limite atmosférica. Ao fundo as turbinas e o maquete (c). À direita a abertura de entrada do ar do exterior. As setas indica a direcção do ar dentro do túnel.

3. CARACTERIZAÇÃO DE UMA PARCELA DO BAIRRO DE TELHEIRAS (ÁREA DE ESTUDO).

No âmbito do Projecto CLIMLIS, e de acordo com as outras equipas de investigação, decidiu-se que a área de pormenor a estudar seria no norte da cidade, onde o crescimento urbano têm sido mais acelerado. Foi escolhida uma parte do Bairro de Telheiras (fig. 6.4), onde conjuntamente com o estudo do vento se efectuariam outros estudos de climatologia e arquitectura ligados ao mesmo projecto (PINHO, 2002).

A delimitação da área escolhida para a elaboração da maquete teve em conta o seu tamanho e o espaço disponível no túnel aerodinâmico. Por ser uma área relativamente plana, apresenta vantagens evidentes porque os fluxos de ar resultam apenas da sua interacção com os edifícios, o que simplifica as conclusões e as extrapolações dos resultados para áreas semelhantes. A área estudada é ligeiramente inclinada para sudeste, apresentando um desnível de apenas 10m. A superfície apresenta

apenas uma sobrelevação de cerca de 5 a 10 m numa estreita faixa, que corresponde ao aterro construído para implantação do eixo viário Norte-Sul (fig. 6.4).

Segundo os levantamentos da equipa do núcleo de arquitectura do LNEC que integra o projecto CLIMLIS, a leste do eixo Norte-Sul existem quatro tipos de implantação (fig. 6.5): A célula A, é constituída por “três conjuntos de edifícios que formam uma banda em L, outra em Z e outra em banda simples”. Esta tipologia gera dois conjuntos de espaços interiores: um de configuração fechada (L e Z) e outro de configuração linear. As alturas dos edifícios neste conjunto rondam 25 m. Os espaços exteriores e interiores são arborizados. A sul deste conjunto, formado pelas ruas Prof. Eduardo Cortesão e Prof. António José Saraiva, existe um outro fechado, apenas com uma abertura a nordeste, na Rua Prof. Dias Amado.

A célula B (R. Prof. Mark Athias) é constituída por edifícios isolados de implantação livre relativamente às ruas, não delimitando o espaço exterior. Os parqueamentos entre o eixo Norte-Sul e este conjunto de edifício é arborizado com duas fiadas de árvores de pequeno porte. Os edifícios variam entre 20 m de altura (fiada lateral e sul) e 35 m das torres.

O espaços laterais deste dois conjuntos (célula E) formam uma via de orientação norte-sul (R. Prof. João Barreira), sendo conjuntamente com o Eixo Norte-Sul, as únicas vias completamente abertas à penetração do vento de norte.

As células C e D são constituídas por edifícios mais baixos, que não excedem os 15 m no primeiro caso e 9 m no segundo. Formam espaços interiores mais ou menos fechados (célula C), ou conjuntos unifamiliares agrupados em banda (PINHO, 2002, 2003).

De construção mais recente é uma grande parte do conjunto arquitectónico a oeste do Eixo Norte-Sul, constituído maioritariamente por edifícios alinhados norte-sul (R. Prof. Simões Raposo), que rondam 30 m de altura.



Fig. 6.4 – Em cima, uma vista aérea de parte do norte de Lisboa, onde se encontra Telheiras (o rectângulo delimita a área reproduzida na maquete). Em baixo, uma redução da planta originalmente elaborada na escala 1:500, que serviu de base à construção da maquete que foi usado no túnel aerodinâmico do LNEC.

4. CONDIÇÕES EXPERIMENTAIS.

Neste ponto, especificam-se as condições experimentais com que se abordou o tema. Começa-se por referir as características da maquete da área de trabalho e as várias técnicas utilizadas no túnel aerodinâmico. De seguida, apresentam-se as escolhas das direcções do vento utilizadas e explica-se como decorreram as experiências para

modificar as rugosidades a barlavento da maqueta (fig. 6.6). Apresentam-se as melhores combinações encontradas para caracterizar cada rugosidade que se pretendia simular no túnel.

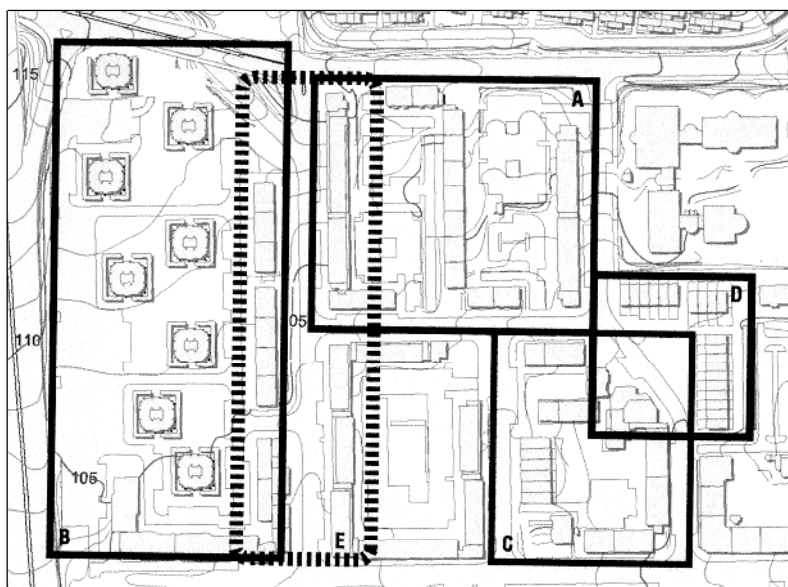


Fig. 6.5- Excerto da localização das tipologias de implantação urbana numa parte da área de trabalho escolhida em Telheiras. As letras correspondem às células identificadas e estudadas pelo equipa do Núcleo de Arquitectura do LNEC que integra o projecto CLIMLIS (Extraído de PINHO, 2002).

Apesar da multiplicidade de técnicas que se utilizam em túneis aerodinâmicos para observar os escoamentos do ar, apenas se descrevem com maior pormenor as que foram utilizadas.

4.1 CARACTERÍSTICAS DA MAQUETA DE TELHEIRAS.

A maqueta de Telheiras foi elaborada a partir de uma planta na escala 1:500 com as alturas dos prédios (dados cedidos pela CML) e com levantamento por nós efectuado a oeste do Eixo Norte-Sul, numa área de construção recente, para a qual, não foi possível, em tempo útil, encontrar informação disponível. A base da maqueta foi construída em esferovite numa inclinação que simula o declive real (cerca de 3°) e foi revestida com um material preto para haver suficiente contraste com a areias utilizadas na técnica das figuras de erosão, explicada mais adiante. Os edifícios foram construídos

com blocos em madeira que encaixam na maqueta. Uma régua, que simula o aterro e a sobrelevação do Eixo Norte-Sul, foi feita com o mesmo material.

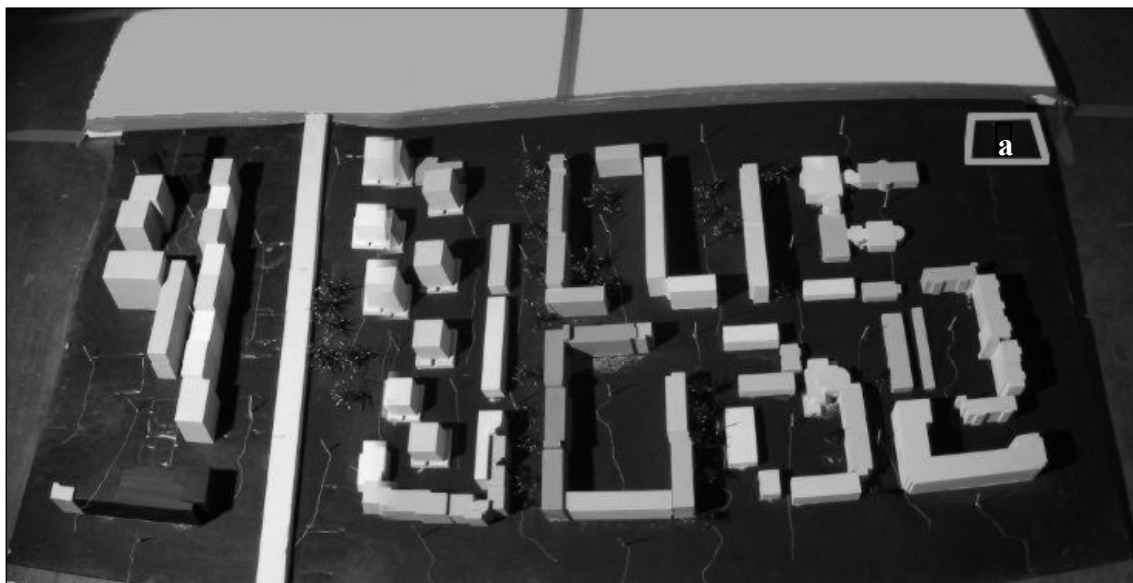


Fig. 6.6 - Vista completa de sul, da maqueta no túnel de vento. Em cima à direita observa-se um quadrado onde se deposita a areia (a), para determinar a partir de que velocidade se inicia o movimento dos grãos de areia. Os fios que se observam, serviram para determinar a direcções dos vento em torno dos blocos.

Para simular cada direcção estudada, a maqueta foi rodada e solidamente colada ao chão do túnel. Por causa do desnível que foi feito para simular o declive da área de estudo, eram colocadas placas de esferovite (poliuretano expandido), talhadas de forma a assegurar a continuidade das superfícies, evitando o “embate” directo do escoamento nos bordos da maqueta, afim de não perturbar o fluxo (fig. 6.7).

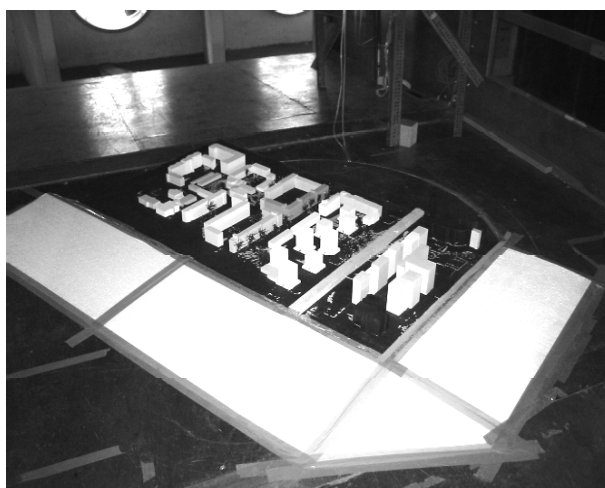


Fig. 6.7 - Vista da maqueta de noroeste no túnel aerodinâmico. Foi necessária uma adaptação na maqueta, utilizando rampas de esferovite, para evitar o embate do escoamento do ar nos bordos, por causa dos desnível criado entre a parte norte e o sul.

4.2 AS TÉCNICAS UTILIZADAS: FORMAS EROSIVAS, ESCOAMENTOS DIRECCIONAIS COM FIO DE ALGODÃO E PERFIS DE VENTO EM ALTURA

São variadíssimas as técnicas de medição para determinar os fluxos de ar (direcções, velocidades, intensidades de turbulência, etc.), em túneis aerodinâmicos. Para uma revisão muito completa sobre este assunto veja-se WU E STATHOPOULOS (1993). Foram utilizadas três técnicas para se obter uma imagem tridimensional dos escoamentos do vento em torno dos edifícios: figuras erosivas (formadas pela movimentação de grãos de areia), perfis de vento em altura (com as velocidades medidas com tubos de *Pitot-Prandtl*) e direcções à superfície em torno dos edifícios, determinadas visualmente com fios de algodão dispostos numa malha regular. A filmagem em vídeo de grande parte dos ensaios, que serviu sobretudo para completar o reconhecimento do escoamento do ar em tornos dos edifícios em condições excepcionais (com tomadas de vista laterais da maqueta e acompanhamento das direcções com fios de algodão). Para cada velocidade e direcção de vento escolhidos, foram tiradas fotografias das figuras de erosão e posteriormente fez-se o seu tratamento gráfico.

A técnica das figuras de erosão usando areia com grão de pequena dimensão, geralmente de diâmetro inferior a 0,6 mm, constitui uma das soluções mais utilizadas para a visualização e medição da intensidade dos escoamentos horizontais em torno das componentes da maqueta que simulam os elementos urbanos a uma determinada escala, representando a intensidade do vento em tornos dos edifícios e outros elementos urbanos. A técnica consiste no espalhamento superficial e regular de uma fina camada de areia sobre o chão da maqueta (geralmente de 5 a 9 mg/cm²), como se mostra na figura 6.8.

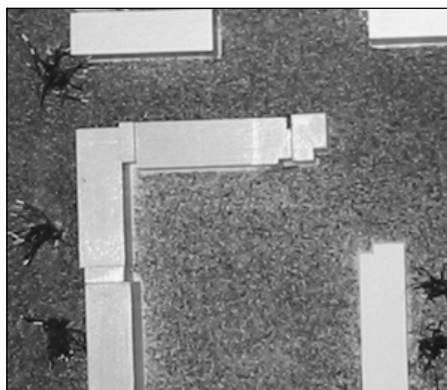


Fig. 6.8 – Pormenor da maqueta depois do espalhamento da areia, para obtenção das figuras de erosão.

Experiências efectuadas por BORGES E SARAIVA (1979) mostraram que, quando o fluxo sopra sobre a areia numa superfície horizontal e plana, uma determinada velocidade é necessária para iniciar a movimentação dos grãos de areia. Na prática, para determinar essa velocidade, deposita-se, numa área fora da influência dos elementos da maqueta (fig. 6.6, quadrado a no canto superior direito), a mesma unidade de grãos de areia por unidade de superfície e observa-se, aumentando progressivamente a rotação dos ventiladores e consequentemente a velocidade do fluxo de vento, a partir de que velocidade se inicia a saltação dos grãos. Se ainda não tiver ocorrido a saltação da areia nessa área, mas se verificar a sua movimentação junto dos elementos da maqueta, isto significa que é a proximidade desses elementos que faz aumentar a velocidade do ar. Isto é típico aparecer nos rebordos dos edifícios expostos à direcção dominante do fluxo (fig. 6.17). A partir do momento em que os grãos de areia se deslocam na área de teste, as figuras de erosão resultam não só das acelerações locais, mas também do movimento que se imprimiu no túnel. Com os sucessivos aumentos de velocidade nos ventiladores, traçam-se isolinhas de igual varrimento, que nos mostram a direcção do escoamento do ar na maqueta entre os valores reproduzidos (fig. 6.20).

Este método implica algumas limitações: por exemplo os padrões formados pela erosão da areia serem dificilmente traduzidos em velocidades média ou intensidade da turbulência; por outro lado, levanta-se o problema da subjectividade na escolha do tamanho e geometria dos grãos, ou de como espalhar uniformemente esse material. Apesar disso a grande vantagem desta técnica, para além do seu baixo custo face a

outras, é a cobertura contínua de grandes áreas e a sua enorme capacidade de proporcionar a visualização dos campos de vento (WU e STATHOPOULOS, 1993).

À medida que se anotavam os valores de pressão de referência (fluxo de ar não perturbado medido através de uma tomada de pressão - tubo de *Pitot-Prandtl*, colocado na parte superior do túnel aerodinâmico - fig. 6.12 à direita), foram tiradas imagens fotográficas das figuras de erosão com uma câmara digital colocada sobre um tripé a sotavento da maqueta afim de não haver perturbações do fluxo à superfície pelos aparelhos de registo.

Para obter as velocidades do escoamento do fluxo de ar (que simula a velocidade do vento) a várias alturas acima da maqueta de Telheiras utilizou-se uma técnica que consiste em medir as pressões num, ou vários tubos de *Pitot-Prandtl* e transformar os valores obtidos de pressão em velocidades através da aplicação da equação de Bernoulli (equação 1.6, no CAPÍTULO 1). É importante notar que a equação de Bernoulli se baseia na conservação da energia ao longo de uma linha de fluxo e a sua importância advém do facto de nos dar a relação entre a pressão, a velocidade e a altura.

Quando o fluxo mantém uma altura constante, os únicos termos da equação de Bernoulli que variam são a energia cinética e a pressão. Assim, a equação pode ser transposta para o princípio da medição com um tubo de *Pitot-Prandtl*, baseando-se nas diferenças de pressão total e estática como se mostra na figura 6.9.

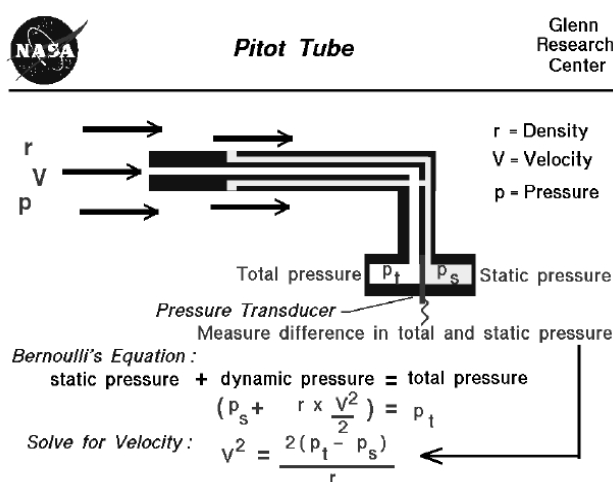


Fig. 6.9 - Esquema de um tubo de *Pitot-Prandtl* para medição da velocidade do vento em túnel aerodinâmico. Extraído de NASA/Glenn Research Center (Glenn Learning Technologies Project, www.grc.nasa.gov).

Quando as linhas de fluxo se aproximam perpendicularmente a um obstáculo que lhe opõe transversalmente, uma parte desse fluxo contorna o objecto, mas a parte que o atinge desacelera até ao ponto de estagnação, onde a velocidade é igual a 0 (fig. 6.10). A pressão neste ponto, designada de total, é mais elevada do que no fluxo, à mesma altitude, mas livre do embate do obstáculo (pressão estática) que neste caso corresponde à pressão atmosférica.

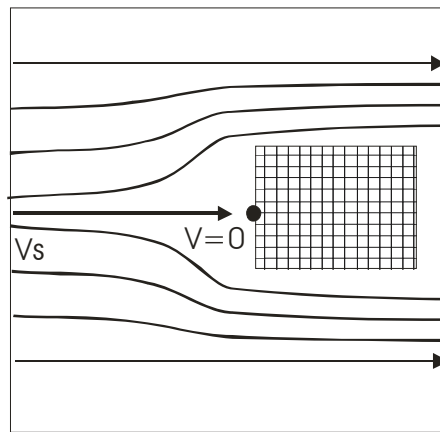


Fig. 6.10 – Linhas de fluxo de escoamento do ar e princ pio da medição no tubo de *Pitot-Prandtl*

A pressão que é medida pela entrada frontal ao fluxo corresponde à pressão total, enquanto a pressão medida nos orifícios laterais onde o fluxo “adere” é a pressão estática. Da diferença das duas pressões (total e estática), obtém-se a pressão dinâmica (ver equações 1.7 a 1.9 no CAPÍTULO 1).

Para determinar a massa volúmica do ar (ρ), foram medidas, 2 vezes por dia, a pressão atmosférica e a temperatura num barómetro e num termómetro de mercúrio, instalados no edifício central do LNEC, sendo posteriormente os valores de pressão corrigidos³⁶ ($P_c - mm Hg$).

$$\rho(\text{ummm} / \text{m}^3) = 0.04737 \cdot \frac{P_c}{273,2 + t^{\circ}C} \quad (6.1)$$

sendo $t^{\circ}C$ a temperatura em centígrados.

³⁶ Devido à dilatação dos materiais e tendo em conta a força correspondente à aceleração centrífuga em Lisboa, estes valores são corrigidos através de uma tabela fornecida pela fábrica dos aparelhos.

Dado que temos como saída no aparelho a pressão dinâmica, basta resolver a equação (1.9) para obter a velocidade do fluxo:

$$V^2 = \frac{2(P_t - P_s)}{\rho} \quad \text{ou} \quad V = \sqrt{\frac{2P_d}{\rho}}, \quad (m/s) \quad (6.2)$$

Dois tubos de *Pitot-Prandtl* foram colocados no túnel aerodinâmico: um, de 5 mm, fixo no tecto, com os pontos de tomada a cerca de 20 cm, medindo o fluxo não perturbado e servindo de valor de referência (fig. 6.12) e outro de 3 mm, fixo a um coordenómetro (um aparelho de precisão, montado sobre uma estrutura metálica que serve para medir a altura a que se encontram as tomadas de pressão – fig. 6.11), que serviu para obter os dados, posteriormente transformados em velocidades de vento, e construir os perfis em altura. Os tubos de *Pitot-Prandtl* são ligados através de tubos de plástico às tomadas de pressão de micromanómetros do tipo *Betz*, que permitem um erro absoluto de leitura inferior a 0,05 mm de coluna de água.

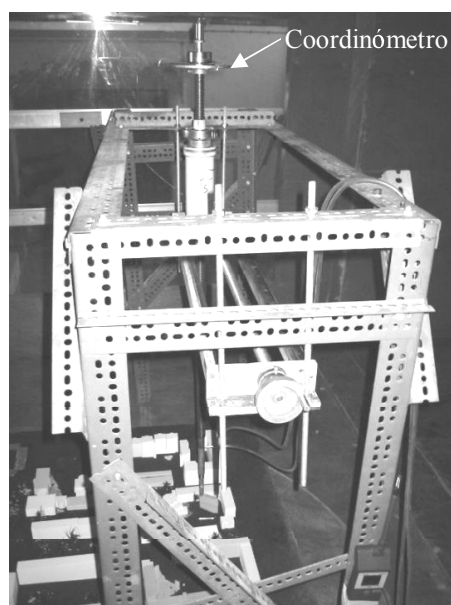


Fig. 6.11 - Coordenómetro montado sobre uma estrutura metálica que mede com precisão a altura a que se encontram as tomadas de pressão sobre a maquete.

Ao contrário de outras técnicas, como as anemotermias térmicas, ou os anemómetros Laser-Doppler, que exigem meios mais dispendiosos e são mais difíceis

de operar, os tubos de *pitot* são apontados como mais robustos, fáceis de manejar e económicos (WU e STATHOPOULOS, 1993). A sua grande desvantagem consiste nos erros obtidos quando se pretende medir a intensidade do vento por detrás dos obstáculos, já que é muito difícil procurar a direcção mais correcta, sendo usada apenas para determinar velocidades horizontais. Por outro lado, é uma técnica desaconselhada para simular ventos muito fracos ou com bastante turbulência.

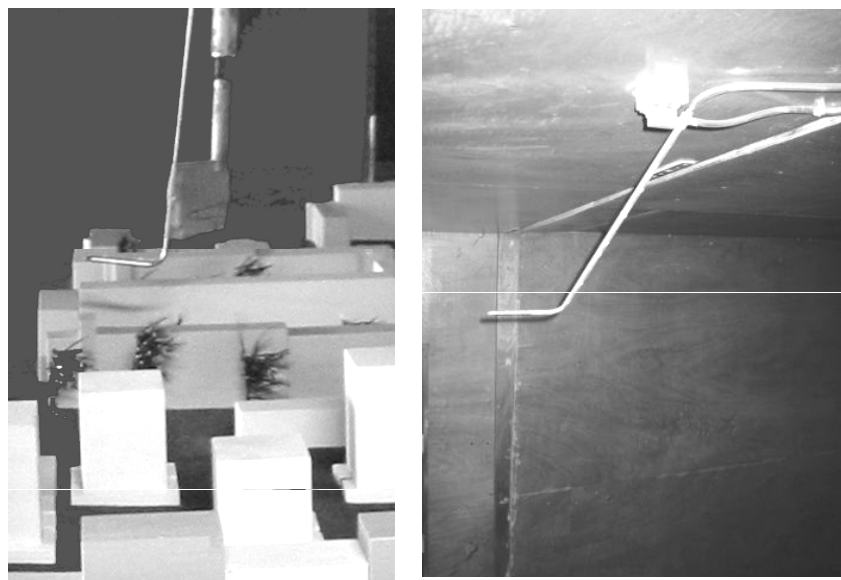


Fig. 6.12 - Tubos de *Pitot-Prandtl* usados nos ensaios no túnel aerodinâmico. À esquerda encontra-se o que fez as medições em altura, desde o nível do solo até cerca de 500 mm (correspondente a cerca de 250 m à escala utilizada). À direita o pitot, fixo no tecto do túnel que mede a pressão da camada de ar não perturbada (ver explicação no texto).

Depois de efectuados todos os ensaios com as figuras de erosão e os perfis em alturas, foram colocados pequenos fios de algodão presos à maqueta, para registar as direcções do vento em torno dos edifícios. Os fios foram colocados numa malha mais ou menos regular, como se mostra na figura 6.6.

Dado que é possível conduzir as experiências no túnel aerodinâmico, (controlando os valores lidos nas tomadas de pressão do tubo de *Pitot-Prandtl* fixo no tecto do túnel e a velocidade do fluxo não perturbado), repetiram-se os ensaios com os fios de algodão com as mesmas potências imprimidas aos ventiladores, para as direcções escolhidas. Todas as experiências foram filmadas em formato vídeo VHS e posteriormente digitalizadas. A vantagem deste processo é de se conseguirem planos

impossíveis de obter enquanto decorrem outras experiências (por exemplo as figuras de erosão). A desvantagem foi a de se terem repetido os ensaios, aumentando o número de horas de trabalho dentro do túnel.

Os resultados finais que se apresentam (velocidades e direcções dos ventos em torno dos edifício), decorreram de ensaios em momentos diferentes, mas em condições experimentais idênticas.

4.3 POTÊNCIAS DOS VENTILADORES, CORRESPONDENTES VELOCIDADES DE VENTO E DIRECÇÕES UTILIZADAS.

Como já foi referido, as condições experimentais num túnel aerodinâmico são controladas através da potência dos seus ventiladores. Para não se multiplicarem as experiências desnecessariamente e uniformizar todos os ensaios, foram testadas apenas algumas velocidades que decorreram do uso isolado de um ventilador ou da combinação de dois ou dos três ventiladores.

O procedimento adoptado para os ensaios das figuras de erosão e direcções de vento foi o seguinte:

- 1) Iniciava-se o primeiro ventilador e anotava-se a pressão de referência (da camada não perturbada) desde as 1000 rotações por minuto (r/m), em intervalos de 100/150 r/m até atingir as 1500 r/m.
- 2) Mantendo o primeiro ventilador nas 1500 rotações, ligava-se o segundo subindo as rotações em intervalos de 100 ou 200 r/m até às 1500.
- 3) Mantendo os dois anteriores na sua rotação máxima, era finalmente ligado o último ventilador, procedendo de igual forma descrita em 2).

Este processo permite um aumento gradual de velocidades de vento entre 2,5 e 3,3 m/s, atingindo-se, no máximo, cerca de 11 m/s, com os três ventiladores a trabalhar em conjunto.

Para determinar as velocidades nos perfis de vento usou-se apenas uma velocidade de referência na camada de ar não perturbado (obtida com o *Pitot-Prandtl* fixo no tecto do túnel) de cerca de 10 a 11 m/s.

Em ambos os ensaios anotavam-se regularmente os valores da temperatura dentro do túnel com um termómetro digital, para determinar a massa volúmica do ar (ρ) dentro do túnel.

Para conciliar as solicitações e os compromissos do LNEC com a investigação em curso, tentou-se maximizar o tempo de trabalho de que se dispunha, utilizando o túnel "a tempo inteiro" durante mais de 3 semanas. Por isso não foi possível, nem se tornava necessário, proceder a todos os ensaios para todos os rumos de vento, limitando-se as experiências às principais direcções que ocorrem em Lisboa: norte, que conjuntamente com o noroeste e o oeste ultrapassam 78 % das observações dos Verões do período de 1971 a 1980, na estação meteorológica de Lisboa/Portela.

Embora se reconheça que poderia ter sido interessante fazer ensaios com outros rumos de vento, sobretudo pela sua aplicação prática, tal não se ter concretizou, não só por causa do tempo útil de que se dispunha para efectuar os trabalhos, mas também porque a técnica de determinação das velocidades do escoamento no túnel aerodinâmico, através das pressões medidas nos tubos de *Pitot-Prandtl*, não é a mais aconselhada para velocidades fracas (STULL, 2000). De notar que as componentes direccionais não utilizadas nos ensaios no túnel aerodinâmico (nordeste, leste, sudeste, etc.), incluem, nalguns casos, uma elevada frequência de brisas, ventos normalmente caracterizados por baixas velocidades, que ocorrem sobretudo nos meses mais quentes do ano (ALCOFORADO, 1987). A representatividade dessas componentes direccionais seriam assim muito fracas, não sendo razoável prolongar o tempo de ocupação do túnel para obter tais resultados.

4.4 DETERMINAÇÃO DAS RUGOSIDADES PARA OS ENSAIOS.

Como já foi suficientemente enfatizado anteriormente, o principal objectivo desta investigação consistiu no reconhecimento das modificações que os campos

tridimensionais de vento sofrem com o aumento da rugosidade. Este factor (z_0) pode ser “ajustado” no túnel aerodinâmico, consoante o número e a disposição de elementos que simulam a camada limite a barlavento da maqueta, usando-se blocos de madeira ligados por uma régua de contraplacado, colocados perpendicularmente à direcção de escoamento (fig. 6.13).

Antes de se iniciarem os ensaios sobre a maqueta, testaram-se vários esquemas/combinções de blocos e determinaram-se as respectivas rugosidades a partir da intersecção dos perfis de vento em escala logarítmica (fig. 6.14).

Foram testados quatro esquemas:

- A - "Blocos simples": as fileiras foram espaçadas cerca de 20 cm entre si. (fig. 6.13 - A).
- B - Duas fiadas de blocos sobrepostos e espaçados de 20 cm ("blocos duplos" - B).
- C - "Blocos triplos" (três fiadas sobrepostas), intercaladas por fiadas de "blocos duplos" espaçados cerca de 10 cm - C).
- D - Quatro fiadas de blocos sobrepostos ("blocos quádruplos"), espaçados cerca de 10 cm entre si (D).

A solução de blocos simples representa uma rugosidade inferior a $\approx 0,02$ m, valor que se assemelha ao que se estimou para o norte da cidade de Lisboa e outras áreas devolutas antes dos anos 80 do século passado (ver CAPÍTULO 5). Este esquema é aliás o mais utilizado na maior parte de estudos que simulam o vento em torno dos edifícios. A solução de blocos quádruplos, ou seja quatro fiadas sobrepostas, espaçadas cerca de 10 cm entre si, é a que melhor simula o crescimento da cidade porque corresponde a uma rugosidade estimada de $\approx 1,5$ m. Estas duas soluções (A e D) foram as escolhidas para determinar as modificações dos campos de vento sobre a maqueta de Telheiras, porque verificam as condições estudadas no capítulo anterior significando portanto, o crescimento de uma cidade em altura a barlavento do local onde se prevêem as maiores modificações ambientais.

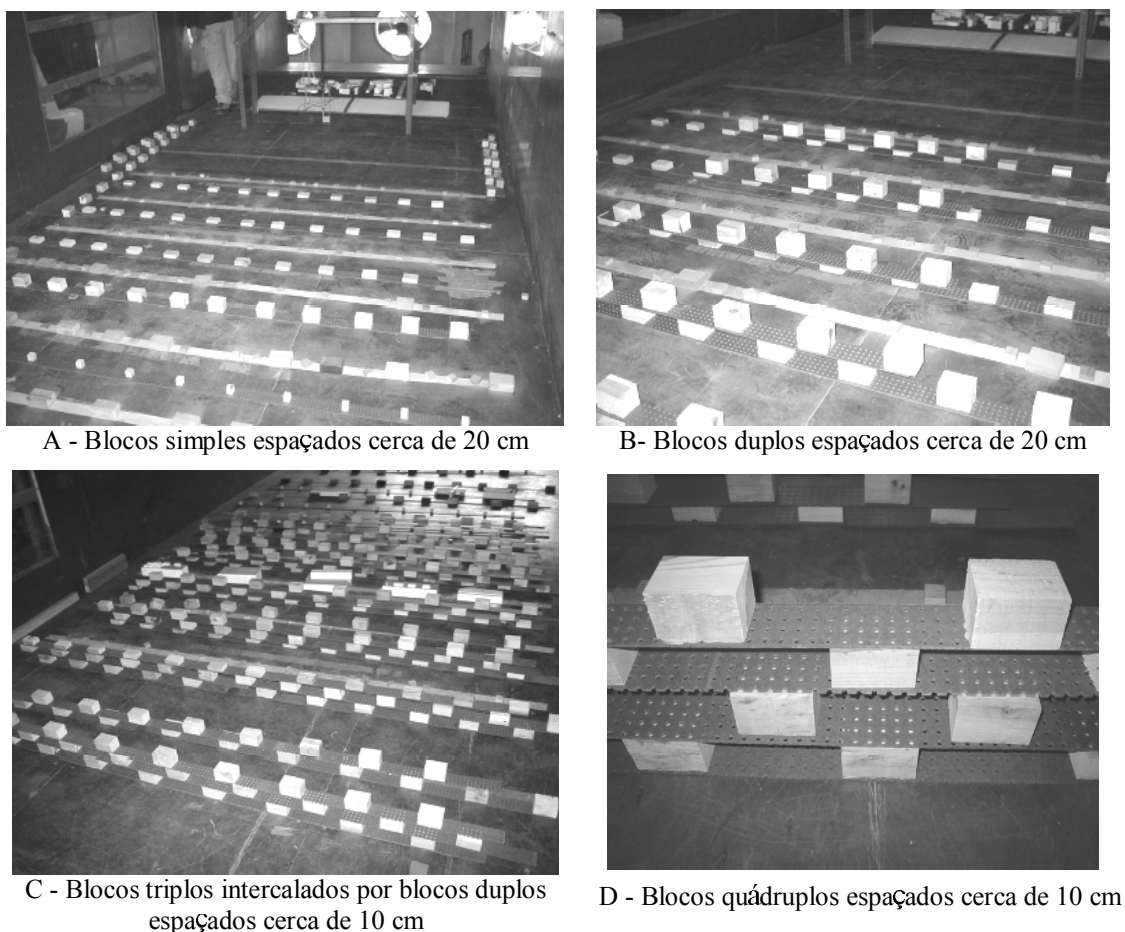


Fig. 6.13 - Combinações de blocos que simulam a rugosidade a barlavento da maqueta para determinar as rugosidades a utilizar.

As soluções intermédias de blocos duplos (fiadas sobrepostas e espaçadas de 20 cm) ou intercaladas com blocos triplos espaçadas de cerca de 10 cm entre si (B e C), revelaram-se semelhantes, rondando valores de z_0 próximos de 0,1 m. Não foram utilizadas nos ensaios por, *a priori*, não traduzirem a mudança pretendida nas condições de ventilação.

5. RESULTADOS

Apresentam-se os resultados obtidos no túnel aerodinâmico por componentes direccionais do vento, iniciando-se com o rumo de norte por ser a direcção mais frequente na região de Lisboa, como se viu sobretudo durante o Verão, seguindo-se as componentes de noroeste e oeste. Para cada direcção expõem-se primeiramente os

ensaios das figuras de erosão e dos fios de algodão (componentes velocidade e direcção). Seguir-se-á a apresentação dos perfis de vento com a rugosidade próxima de $\approx 0,02$ m (montagem composta por blocos simples a barlavento da maqueta), para depois se verificarem as modificações nos campos de vento em torno dos edifícios com o aumento da rugosidade para $\approx 1,5$ m (blocos quádruplos).

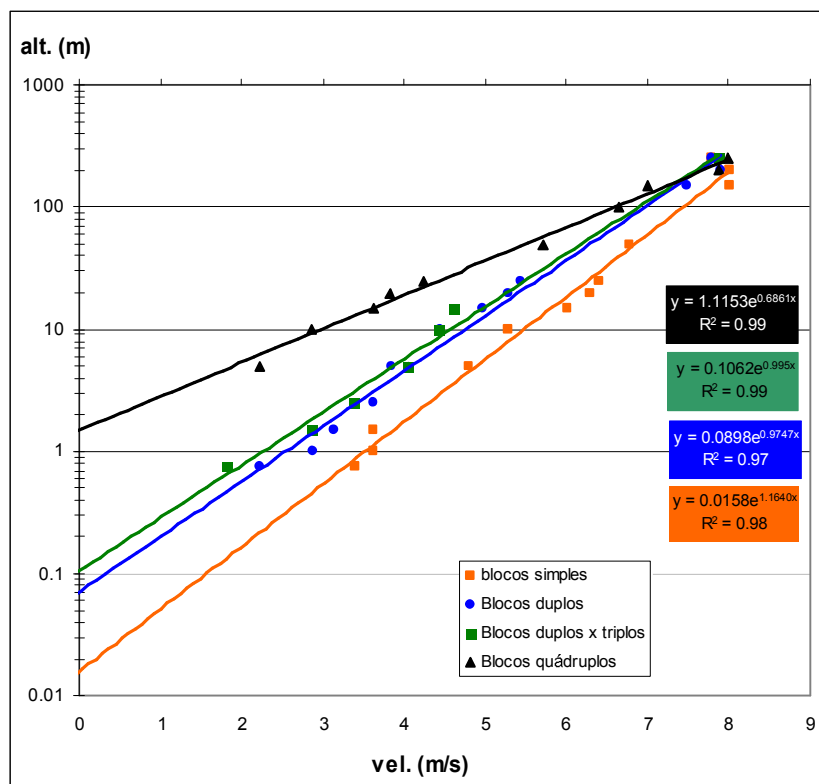


Fig. 6.14 - Velocidades do vento obtidos com as várias combinações de blocos a barlavento da maqueta, para determinação das rugosidades (z_0) a utilizar nos ensaios. Os valores correspondem à intersecção dos perfis logarítmicos do vento com as altitudes. São apresentadas as equações das rectas e a qualidade dos ajustamentos aos pontos (R^2).

5.1 MODIFICAÇÕES NAS VELOCIDADES DO VENTO JUNTO AO SOLO E EM ALTURA: ENSAIOS COM A DIRECÇÃO NORTE.

Para se avaliarem as modificações do vento ao nível do solo da maqueta foram analisados todas as figuras de erosão de areia que se formaram com as diferentes velocidades de referência nos dois ensaios (rugosidades $\approx 0,02$ m e $\approx 1,5$ m). Relembre-se que essas velocidades foram as medidas pelo tubo de *Pitot-Prandtl* fixo no tecto do

túnel aerodinâmico. Cada foto tirada foi submetida a um tratamento gráfico, marcando-se os limites da erosão da areia para cada velocidade de modo a ter-se uma imagem da progressão das areias na maqueta com o aumento da velocidade do vento. As figuras 6.20 e 6.21 mostra essa progressão, bem como a superfície coberta de areia no fim de cada ensaio em cada rugosidade.

5.1.1 RUGOSIDADE $\approx 0,02$ m

Na figura 6.17 mostram-se as fotos tiradas a velocidades de referência crescentes. Faz-se igualmente uma interpretação de síntese da deslocação da areia nos vários momentos, representando-se a areia que permaneceu na maqueta após a velocidade de referência máxima (cerca de 10,1 m/s). Consoante as tipologias de implantação (fig. 6.15), assim se notam padrões diferenciados no deslocamento das areias, que mostram as áreas onde ocorrem as acelerações do vento ou movimentos turbilhonares sem direcção aparente.

Como se impôs um aumento de potência aos ventiladores, também a velocidade foi aumentando à medida que decorriam os ensaios. Até à velocidade de referência de 4,1 m/s (fig. 6.17 a) não ocorreu movimentação das areias. A partir desse valor começaram-se a verificar os primeiros movimentos das areias, podendo-se notar o efeito em "ferradura" (b e c), desenho típico das acelerações locais do fluxo de ar em torno dos edifícios mais expostos a barlavento, nas tipologias 2 e 4. A partir de 5,8 m/s, a rua de orientação transversal oeste/este entre os sectores 4 e 5 (R. Prof. H. Vilhena), sofre uma erosão continuada, decorrente do aumento da velocidade do vento, que é canalizado pela saída da praça a norte (fig. 6.15 A). As direcções do vento na figura 6.16, ilustram o modo como a areia se movimenta nesse local.

Até à velocidade de referência de 9,1 m/s, verifica-se uma maior erosão das areias em todo o sector norte da maqueta, onde as tipologias são propícias à penetração do vento, do que nas tipologias 3 e 5 (a sotavento). Estes conjuntos urbanos encontram-se mais abrigados e protegidos do fluxo de norte porque constituem espaços mais ou menos fechados. Por outro lado há uma maior retenção das areias não só devido ao maior efeito de abrigo proporcionado pelos edifícios orientados perpendicularmente à

direcção do vento, mas sobretudo por causa dos movimentos turbilhonares que mantêm as areias no seu interior (fig. 6.16).

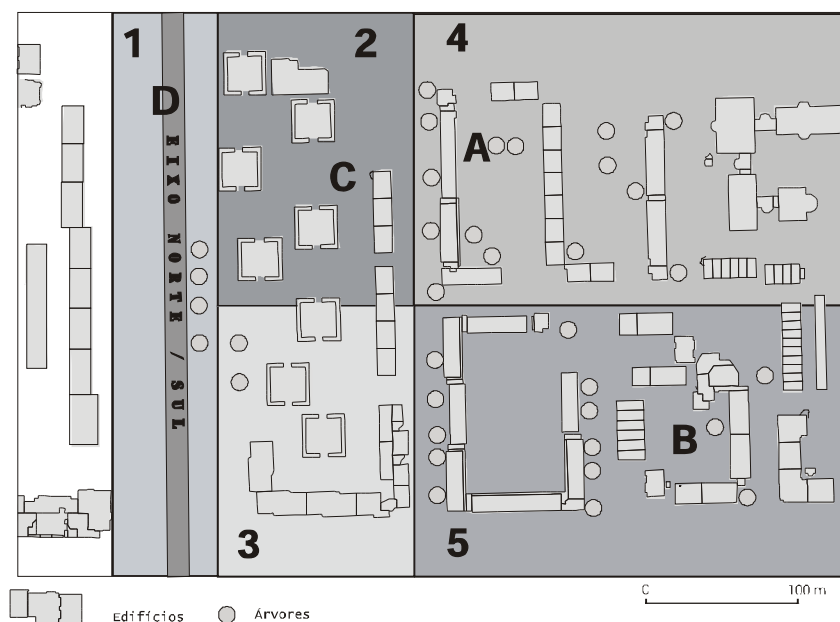


Fig. 6.15 - Áreas de diferentes tipologias na maqueta. Os números correspondem aos do quadro 6.5, onde se faz a análise da quantidade de areia retida no final dos ensaios. As letras mostram os locais onde se efectuaram os perfis de vento. A - rua Prof. António José Saraiva; B - praça adjacente à rua Prof. Dias Amado; C - rua Prof. Mark Athias; D - Eixo Norte/Sul.³⁷

Na última etapa do ensaio, a uma velocidade de referência de 10,1 m/s, as areias mantêm-se na praça mais a sudeste, último reduto semi-fechado.

Comparando os sectores 2 e 3, onde predominam as torres isoladas, também se verifica uma maior acumulação de areia no sector sul (fig. 6.15 - 3), por não haver escoamento suficiente devido ao fecho do sector por um bloco de edifícios perpendiculares à direcção norte.

O sector do Eixo Norte/sul (sector 1) é um corredor de ventilação privilegiado quando o vento sopra de norte. No seu sector oeste, onde nenhum obstáculo impede a livre circulação do ar, as areias são constantemente removidas, verificando-se apenas pequenas acumulações acima do valor de referência de 7,6 m/s. A leste daquela via um

³⁷ A parte oeste da maqueta não se incluiu em nenhuma das tipologias porque foi impossível, com os meios fotográficos disponíveis na altura, captar os extremos da maqueta nos ensaios das figuras de erosão. São aqui apresentados porque a maqueta foi utilizada noutras experiências, nomeadamente na determinação das direcções com os fios de algodão.

grupo de pequenas árvores retardam o fluxo de ar, sendo visível uma maior acumulação de areia perto das torres, que permanece no local até pelo menos à velocidade de referência de 10,1 m/s (último ensaio). Esta dissimetria nos flancos do Eixo Norte/sul, levam a concluir que a vegetação, mesmo de pequeno porte, pode retardar a progressão do fluxo, sendo um factor benéfico local, se se quiser sustentar o ímpeto do vento mais forte, mas claramente um factor a evitar se se pretenderem formar corredores de ventilação que possam eficazmente renovar o ar do centro da cidade.

As direcções do vento junto ao solo, com uma velocidade de referência de 6,7 m/s (fig. 6.17), ajudam a explicar a movimentação e acumulação de areia em certos locais da maquete. De um modo geral, verifica-se que as ruas mais estreitas (alinhadas no sentido norte/sul) canalizam o fluxo naquela direcção. Nas praças abertas e, de um modo geral em todas as “saídas” para sul, o padrão dominante resulta de um escoamento para sudeste, aliás como era visível nalgumas figuras de erosão entre as ruas Prof. Ant.º José Saraiva e Prof. Dias Amado (fig. 6.17 d), e) e f). Este facto poderá estar de acordo com os estudos referidos no capítulo I, em que diversos autores (citados por LEE, 1977) chegaram à conclusão que as forças de fricção impõem um desvio da direcção do vento no sentido ciclónico, em resposta à desaceleração do vento provocado pela rugosidade.

Nas praças semi-fechadas, sobretudo no sector 5, nunca se verificou um padrão de escoamento dominante, observando-se antes um movimento turbilhonar e desordenado dos fios de algodão em torno da sua fixação (fig. 6.16), o que resultou no movimento das areias dentro desses espaços, explicando-se assim a sua maior concentração no final dos ensaios. De notar que este movimento desordenado dos fios não se verificou nos ensaios com velocidades de referência inferiores a cerca de 4,3 m/s (apenas observado nos vídeos efectuados, que aqui obviamente não se apresentam).

Nos sectores 2 e 3, onde predominam as torres isoladas, verifica-se um escoamento do ar que tende a contornar estes edifícios, seguindo-se a barlavento o seu cruzamento. Este facto explicaria a relativa limpeza das areias em torno destes edifícios no final dos ensaios (fig. 6.17 f).

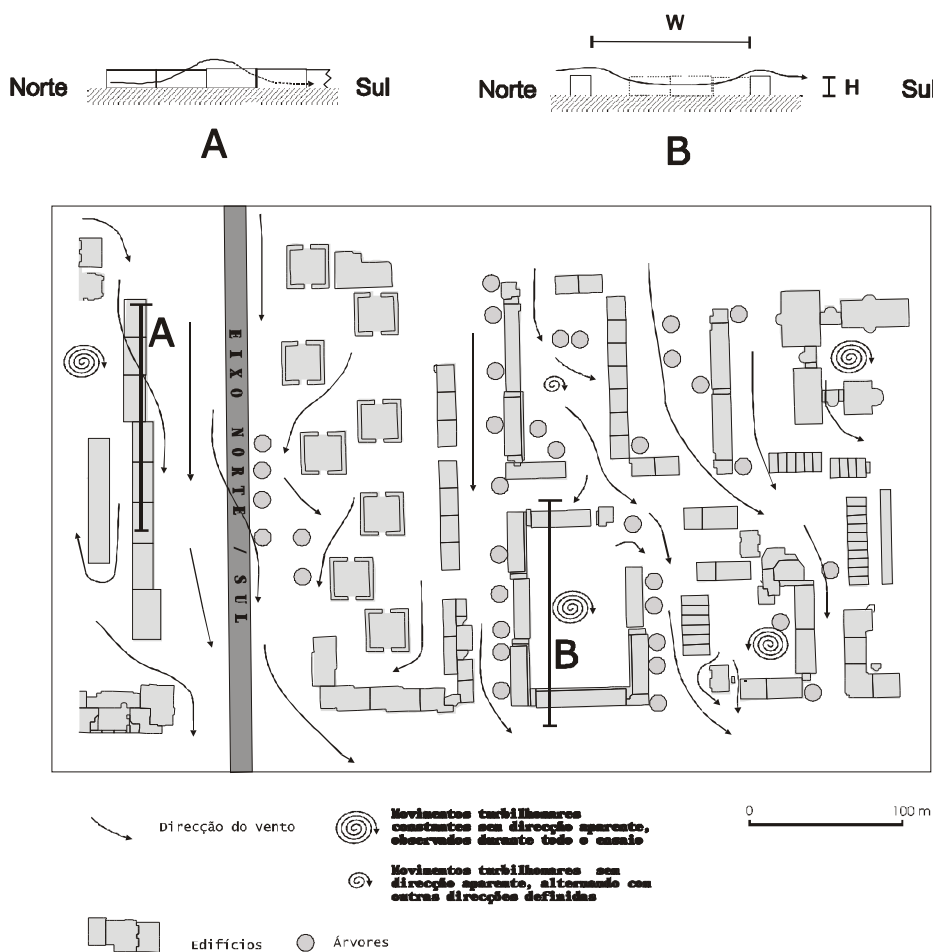


Fig. 6.16 – Direcções do fluxo em torno dos edifícios com vento de norte, a uma velocidade de referência de **6,4 m/s** e uma rugosidade $\approx 0,2$ m a barlavento da maqueta. Em cima apresenta-se a trajetória do vento observado durante os ensaios, esquematizado sobre dois conjuntos de edifícios. Em A observa-se o "efeito de barra" e em B o movimento ondulatório do vento sobre uma praceta semi-fechada.

No sector 1 e áreas adjacentes a oeste, notam-se algumas particularidades interessantes. Entre duas fiadas de blocos, onde o estreitamento é evidente (fig. 6.16), verifica-se que o fio contorna os edifícios, rumando para norte, mantendo-se nessa direcção continuamente (aqui fica exemplificado como é difícil medir no terreno a direcção do vento).

Pôde-se observar o escoamento do ar sobre os edifícios da maqueta, usando um fio de algodão de maior dimensão. Representados em corte transversal na fig. 6.16, mostram-se duas modalidades distintas de como esse escoamento se pode efectuar consoante a tipologia dos edifícios: o vento que sopra sensivelmente a meia altura dos prédios (A), tende a ultrapassar o seu topo e passar para o outro lado da rua, movimento

conhecido por "efeito de barra" (GANDEMER, 1975) e continuamente observado nos vídeos efectuados. Este efeito, segundo aquele autor, ocorre quando os edifícios apresentam uma forma paralelepipedica, ou em barra, e não ultrapassam a largura de 10 m e altura de 30 m, sendo o seu comprimento nunca inferior a 8 vezes a sua altura. Igualmente foi observado este efeito sobre o Eixo Norte/sul, o que pode constituir um perigo para o tráfego em alturas em que as rajadas de vento possam soprar com maior intensidade. Note-se que há um desnível efectivo no terreno entre este eixo viário e as áreas circundantes, que forma uma "barra" com cerca de 6 m de altura por 16 m de largura aproximadamente, o que o torna num elemento propício a este tipo de fenómeno de escoamento local.

Em B observa-se um movimento ondulatório, do tipo "*isolated roughness flow*", que ocorre quando a relação entre a altura dos prédios e a distância entre si (H/W) é inferior a 0,4. No caso desta praca essa relação é de 0,23.

5.1.2 RUGOSIDADE $\approx 1,5$ m

Quando se utilizou uma rugosidade mais elevada a barlavento da maqueta ($\approx 1,5$ m), os padrões de erosão das areias são idênticos aos verificados com a rugosidade de $\approx 0,02$ m, residindo apenas as diferenças no retardamento do aparecimento das figuras de erosão.

As primeiras figuras de erosão, que surgem com mais nitidez, ocorrem em torno das torres isoladas (sector 2). Quando se utilizou uma rugosidade aproximada de $\approx 0,02$ m, a velocidade de referência foi de 6,7 m/s, enquanto com a rugosidade de $\approx 1,5$ m, as mesmas figuras surgiram apenas a 7,7 m/s.

Este retardamento (que representa 1 m/s) é ainda mais nítido nos sectores a sul, mais abrigados e onde os espaços são semi-fechados (sectores 3 e 5), prova inequívoca das velocidades mais baixas junto ao solo. Fora da influência dos prédios, o atraso no aparecimento das primeiras figuras de erosão (traduzido pelo início da remoção dos grãos de areia no quadrado livre da maqueta), é ainda maior, tendo-se iniciado a uma

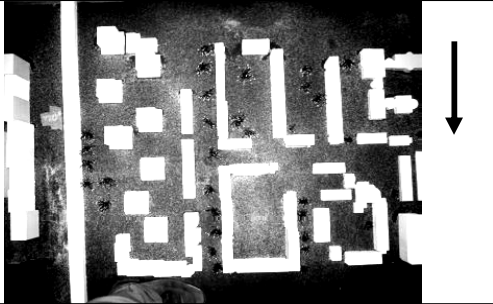
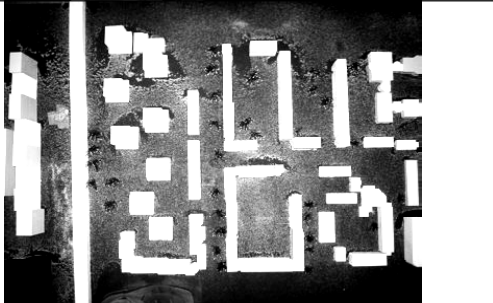




<p>DIRECÇÃO DO VENTO – NORTE RUGOSIDADE A BARLAVENTO ($z_0 \approx 0,02m$)</p> <p>PRESSÃO DINÂMICA DE REFERÊNCIA</p> <p>1,1 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 4,3 m/s</p> <p>a)</p>	
<p>2,05 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 5,8 m/s</p> <p>b)</p>	
<p>2,7 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 6,7 m/s</p> <p>c)</p>	
<p>3,5 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 7,6 m/s</p> <p>d)</p>	
<p>5,0 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 9,1 m/s</p> <p>e)</p>	
<p>6,2 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 10,1 m/s</p> <p>f)</p>	

Fig. 6.17 – Ensaio das figuras de erosão, com vento de norte e rugosidade simples ($z_0 \approx 0,02m$). A esquerda os valores de pressão dinâmica de referência (“lidos” pelo tubo de Pitot-Prandtl fixo no tecto do túnel durante o ensaio) e as correspondentes velocidades de vento calculadas.

velocidade de referência de 5,8 m/s quando se utilizou a rugosidade de $\approx 0,02$ m e apenas a 7,7 m/s, quando se aumentou a rugosidade para $\approx 1,5$ m (1,9 m/s de diferença). O único sector onde a diferença na velocidade a que ocorreu o início é mínima foi a oeste do eixo Norte/sul, onde as areias foram removidas ao mesmo ritmo do ensaio anterior ($z_0 \approx 0,02$ m). Este facto poderá reforçar a importância dos corredores abertos à progressão do vento, como factores fundamentais de ventilação, mesmo na presença de um aumento da rugosidade a barlavento.

5.1.3 PRINCIPAIS MODIFICAÇÕES DO VENTO JUNTO AO SOLO COM O AUMENTO DA RUGOSIDADE DE $\approx 0,02$ m PARA $\approx 1,5$ m.

Analisa-se agora as principais diferenças entre os ensaios com as duas rugosidades escolhidas. Para cada velocidade de referência foram elaboradas isolinhas traçadas a partir da correspondente figura de erosão (fig. 6.20 e 6.21). Os rácios das velocidades representam o aumento relativo em relação à isolinha anterior.

Mostram-se também as velocidades de referência registadas no tubo de *Pitot-Prandtl* fixo no tecto, cujos valores não são influenciados pela rugosidade. O que já era visualmente nítido nas fotos foi assim representado em conjunto, tendo-se uma imagem mais precisa do desenrolar da movimentação das areias conforme se ia aumentando a velocidade de referência.

Para simplificar a apresentação dos resultados das principais modificações entre as duas rugosidades, foram calculadas as áreas cobertas e livres de areia no final de cada ensaio (quadro 6.1). Com o aumento da rugosidade (de $\approx 0,02$ para $\approx 1,5$ m), verifica-se um aumento generalizado da área ocupada pela areia em cerca de 12 % e igual valor de diminuição das áreas onde o fundo aparece a descoberto. Mantendo-se constante a velocidade de referência na camada de ar não perturbado pela superfície do túnel aerodinâmico, conclui-se que o aumento da rugosidade a barlavento (para os valores apontados), diminui a capacidade de remoção dos grãos de areia e, conseqüentemente, a velocidade do vento junto ao solo.

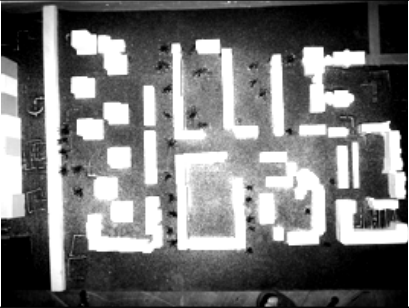
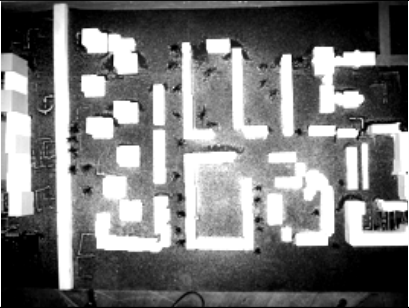

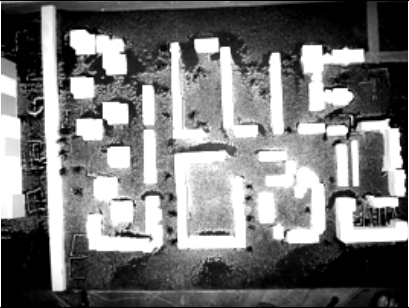


<p>DIRECÇÃO DO VENTO - NORTE RUGOSIDADE A BARLAVENTO ($z_0 \approx 1,5m$)</p> <p>PRESSÃO DINÂMICA DE REFERÊNCIA</p> <p>1,1 mm coluna de H₂O</p> <p>Velocidade do vento = 4,3 m/s</p> <p>a)</p>	
<p>2,0 mm coluna de H₂O</p> <p>Velocidade do vento = 5,9 m/s</p> <p>b)</p>	
<p>2,7 mm coluna de H₂O</p> <p>Velocidade do vento = 6,8 m/s</p> <p>c)</p>	
<p>3,5 mm coluna de H₂O</p> <p>Velocidade do vento = 7,7 m/s</p> <p>d)</p>	
<p>5,1 mm coluna de H₂O</p> <p>Velocidade do vento = 9,3 m/s</p> <p>e)</p>	
<p>6,2 mm coluna de H₂O</p> <p>Velocidade do vento = 10,3 m/s</p> <p>f)</p>	

Fig. 6.18 – Ensaio das figuras de erosão, com vento de norte e rugosidade quádrupla ($z_0 \approx 1,5m$). À esquerda os valores de pressão dinâmica de referência (“lidos” pelo tubo de *Pitot-Prandtl* fixo no tecto do túnel durante o ensaio) e as correspondentes velocidades de vento. À direita as figuras de erosão.

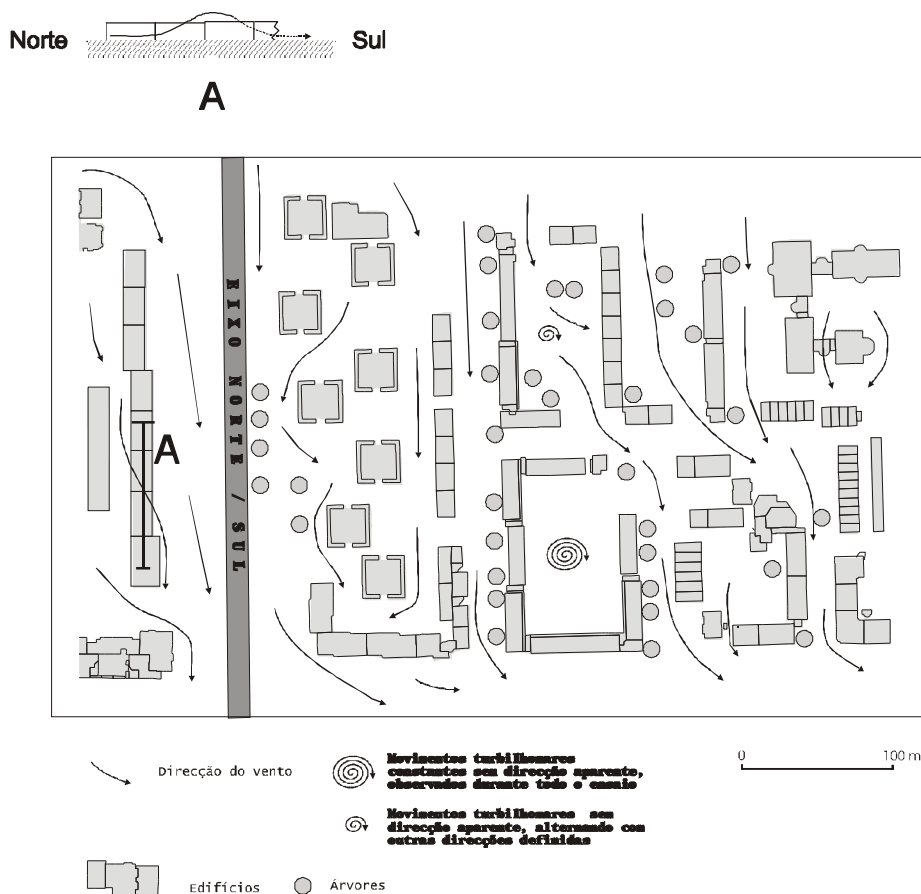


Fig. 6.19 Direcções do fluxo em torno dos edifícios com vento de norte, a uma velocidade de referência de **6,2 m/s** e uma rugosidade $\approx 1,5$ m.

Quadro 6.1 - Percentagem de área edificada, coberta e descoberta de areia no fim de cada ensaio (direcção norte).

Rugosidade (m)	Velocidade de referência no final dos ensaios (m/s)	Área edificada (%)	Fundo da maqueta sem areia (%)	Areia acumulada (%)
0,02	10,1	21	72	7
1,5	10,3		60 ↓	19 ↑

↓ diminuição ↑ aumento relativo de areia

No entanto, esta generalização não é suficiente para conhecermos quais as tipologias mais propícias à acumulação de areia.

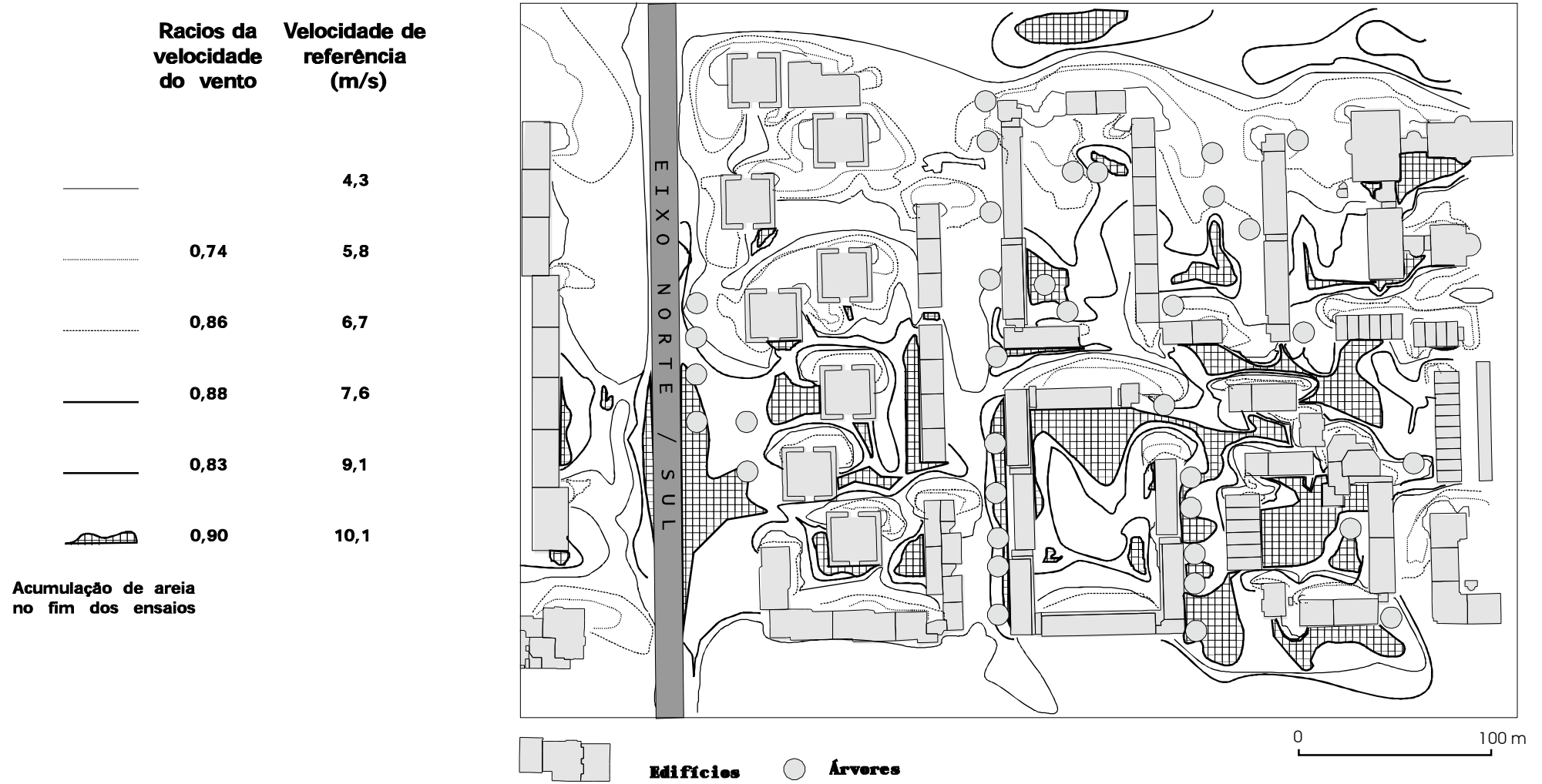


Fig. 6.20 - Resultados dos ensaios das figuras de erosão, com a direcção norte e rugosidade a barlavento de $\approx 0,02$ m.

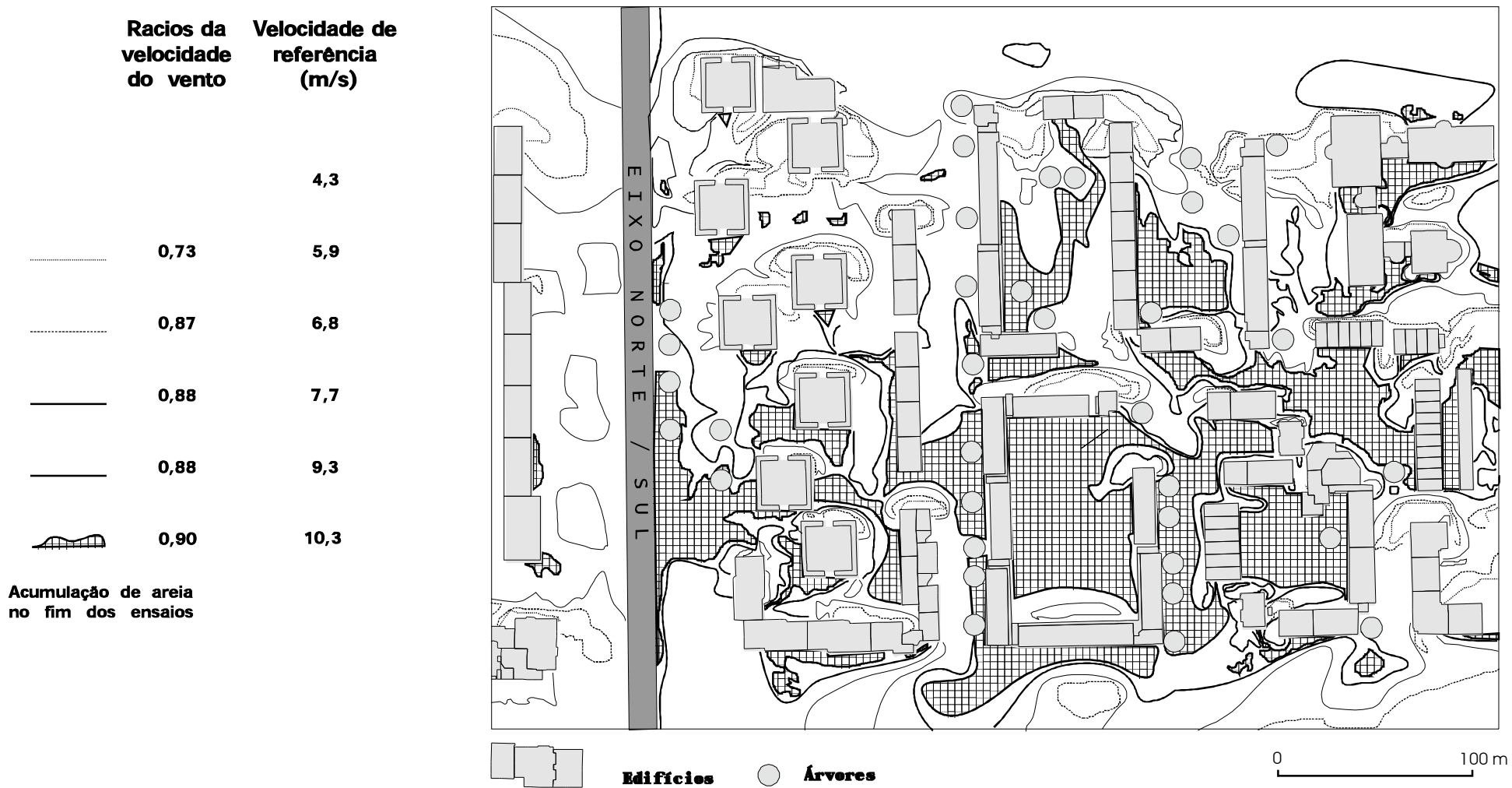


Fig. 6.21 - Resultados dos ensaios das figuras de erosão, com a direcção norte e rugosidade a barlavento de $\approx 1,5$ m. Note-se o aumento da quantidade de areia acumulada em certos locais da maqueta em relação aos ensaios com a rugosidade $\approx 0,02$ m (ver explicação no texto).

No quadro 6.2 mostram-se as diferenças percentuais de acumulação das areias no final de cada ensaio ($z_0 \approx 0,02$ e $\approx 1,5$ m). As maiores variações (22,5 %), ocorrem nos espaços semi-fechados, onde se forma escoamento turbilhonar que mantém as areias em circulação dentro das praticas e, ao mesmo tempo, poderá ocorrer a diminuição da velocidade do vento.

Quadro 6.2 - Percentagem de área coberta de areia no fim de cada ensaio, por tipologias urbanas (direcção norte).

Tipologias*	Eixo Norte/Sul (1)		Torres norte (2)		Torres sul (3)		Tipologia banda, abert. a norte (4)		Tip. banda, espaços rel. fechados. (5)	
Rugosidade (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
Variacão	+2,7		+2,7		+14,1		+12,4		+22,5	

* - Os números correspondes às tipologias apresentadas na figura 6.15

Com idênticas proporções de retenção de areias, com o aumento de z_0 (12,4 e 14,1 %,) encontram-se as tipologias 4, formadas por praticas abertas a norte e com saídas de ventilação (embora exíguas) a sul, e as torres na parte sul da maqueta (tipologia 3). Na verdade, estas torres embora com espaços intersticiais, são fechadas a sul por uma fiada de prédios, que não propicia os escoamentos nesta direcção.

As torres a norte (tipologia 2) e o eixo Norte/sul (1) são as áreas que apresentam condições de ventilação que pouco se alteram com o aumento de rugosidade, com variações de retenção de areia inferiores a 3%. A aparente contradição de surgirem valores ligeiramente mais elevados de percentagem de areia acumulada no Eixo Norte/sul (área de elevado escoamento do ar), é derivada do conjunto de árvores a leste daquela via rápida que atravessa a cidade, que retarda ligeiramente o fluxo de ar. Vejam-se a propósito as figuras 6.20 e 6.21, onde se pode confirmar essa acumulação causada pela vegetação arbórea, que separa os edificios daquela via. À excepção desse facto, verifica-se que o Eixo Norte/sul e as áreas adjacentes a oeste s o os únicos locais

onde praticamente não restou areia depois de terminados os ensaios com os dois tipos de rugosidades.

5.1.2 PRINCIPAIS MODIFICAÇÕES DA VELOCIDADE DO VENTO EM ALTURA.

Começa-se por analisar os perfis do vento elaborados com os valores recolhidos através dos tubos de *Pitot-Prandtl* comandado pelo coordinómetro (fig. 6.22). Quatro desses perfis foram efectuados em locais sobre a maqueta, escolhidos em função das diferentes tipologias. Para cada um destes locais foi calculada a rugosidade (z_0), segundo os parâmetros de LETTAU (1969)³⁴, apresentados em MORTENSEN ET AL (1993). O cálculo da rugosidade segundo este método é adequado à geometria e disposição dos edifícios neste local, porque dá boas estimativas quando o parâmetro A_H (área média horizontal disponível para cada elemento de rugosidade), que é largamente superior à secção transversal à direcção do vento que se considera (S). Na maqueta de Telheiras A_H é 12,5 a 19 vezes superior a S, sendo portanto possível estimar correctamente a rugosidade em cada local. Um quinto perfil é apresentado também na figura 6.22 tendo sido elaborado a partir dos valores recolhidos a barlavento da maqueta com a rugosidade aproximada de 0,02m. Comparam-se ainda os perfis de vento em dois locais (A e D, fig. 6.22), com as rugosidades de $\approx 0,02$ e $\approx 1,5$ m, para observar as principais modificações do vento em altura com o aumento da rugosidade.

Perfis da velocidade do vento em quatro tipologias com a rugosidade a barlavento de $\approx 0,02$ m.

Os perfis verticais sobre os locais escolhidos na maqueta correspondem aos fluxos nos primeiros 250 m de altura (valores convertidos a partir da escala da maqueta), e mostram a influência da geometria e da volumetria dos edifícios na camada limite. A velocidade do vento (eixo das abcissas) foi substituída pela razão entre a velocidade registada a cada altura (U) e a velocidade de referência (U_{ref}), medida na parte superior do túnel. Admitindo que os perfis logarítmicos do vento dependem

³⁴ Para uma explicação mais detalhada sobre a obtenção deste parâmetro consultar o CAPÍTULO 1.

apenas da rugosidade, este valor, que pode variar entre 0 e 1, permite conhecer, para qualquer velocidade, o perfil correspondente em cada local da maqueta, apenas com o valor de z_0 e a velocidade de referencia no túnel.

Para mostrar as principais diferenças nos perfis de vento, calculou-se o gradiente vertical da velocidade ($\Delta u/\Delta z$ - quadro 6.3), na camada de ar imediatamente acima dos edifícios (25 a 50 m).

Quadro 6.3 – Gradiente vertical da velocidade do vento entre 25 e 50 m de altura ($\Delta u/\Delta z$), nos locais onde foram elaborados perfis de velocidade ordenados por gradiente crescente (ver significado no texto).

Locais onde foram elaborados os perfis de vento	($\Delta u/\Delta z$)	Z_0 (m)
C Rua Prof. Mark Athias	0,012	1,1
A Rua Prof. António José Saraiva	0,020	0,9
D Eixo Norte/Sul.	0,032	0,02
B Praceta adjacente à rua Prof. Dias Amado	0,036	0,3

Este gradiente, que traduz uma relação entre as diferenças de velocidade (Δu), para uma determinada espessura da camada de ar (Δz), neste caso 25m, é maior em locais menos rugosos e menor onde a rugosidade aumenta (OKE, 1987). Como se verifica no quadro 6.3 os locais C e A (ruas Prof. Mark Athias e Rua António José Saraiva), que têm as rugosidades mais elevadas (respectivamente 1,1 e 0,9 m), apresentam os valores mais baixos de gradiente vertical, enquanto os perfis B e D (praceta adjacente à Rua Prof. Dias Amado e Eixo Norte/sul), apresentam valores de gradiente mais elevados.

Até 50 m de altura, o perfil que mais semelhanças apresenta com o obtido a barlavento da maqueta (a tracejado na fig. 6.22), é o que se obteve sobre o local C (Rua Prof. Mark Athias). Este local pertencente à tipologia constituída por torres isoladas e a tomada de pressão do tubo de *Pitot-Prandtl* estava suficientemente afastada para não sofrer a sua influência directa. Até aquela altura (50 m) é o local onde a velocidade do

vento é mais elevada. As praticas semi-fechadas a sul, onde já se tinha verificado uma maior acumulação de areia (local B - Rua Prof. Mark Athias), são as que apresentam um perfil de vento onde a velocidade é menor até 150 m de altura. Na camada de ar acima dos prédios (25 m) a velocidade é 30% inferior ao nível não perturbado de referência (Uref). Em certas situações de vento mais forte (como foi observado nos ensaios dos fios de algodão, que se mantinham enrolados sobre si com velocidade superiores a 6 m/s) estas ruas, que na verdade são praticas 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. Estes factores podem reter elementos nocivos para o ambiente urbano (detritos sólidos - lixos e poluentes gasosos) que normalmente se encontram na via pública. O seu efeito pode ser acentuado se, como se prevê, verificar o aumento da rugosidade para norte deste local.

Do ponto de vista ambiental, o exemplo a norte deste conjunto (local A - Rua Prof. António José Saraiva) é mais favorável, 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 velocidade do vento acima dos prédios (25 m) só é comparável ao Eixo Norte/sul, correspondendo a cerca de 50 % da velocidade de referência. Como sucede no local C, 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 150 m de altura as diferenças nos perfis entre os vários locais são mínimas, verificando-se apenas um aumento da velocidade do vento sobre o Eixo Norte/sul.

Fora da influência de qualquer elemento rugoso (acima do 100 m), a velocidade relativa aumenta no eixo Norte/sul, o que confirma a sua vocação de "corredor de ventilação" necessário para o sul da cidade.

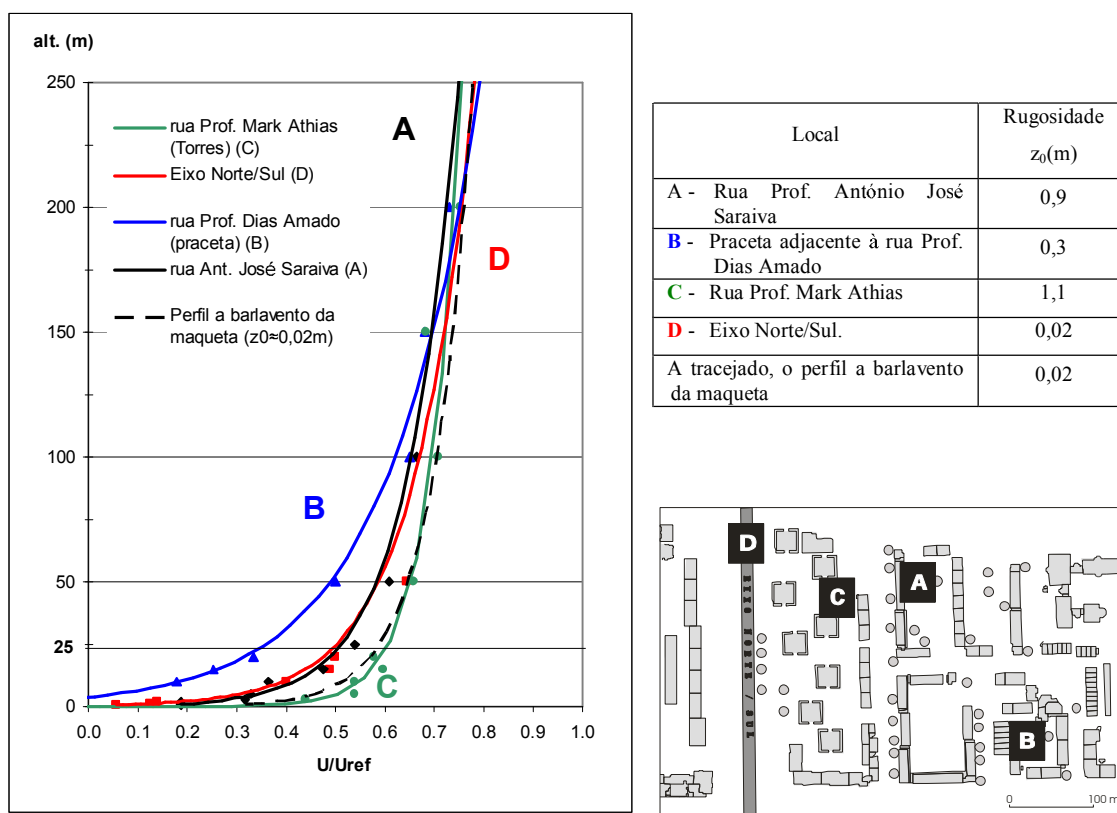


Fig. 6.22 - Perfis com vento de **norte**, obtidos sobre a maqueta nos locais representados na fig. à direita. Representa-se também, a tracejado, um perfil efectuado a barlavento da maqueta. A escala de velocidades (U/Uref) representa a relação entre o escoamento do ar em cada nível e a velocidade de referência durante o ensaio (ver explicação no texto).

Modificações nos perfis de vento em dois locais, quando se introduziu uma rugosidade de 1,5 m a barlavento da maqueta.

Os ensaios com os blocos "quádruplos", que simulam o aumento da rugosidade a barlavento de aproximadamente 0,02 para cerca de 1,5m, mostram claramente a redução do vento em altura.

Para não se multiplicarem casos semelhantes, apresenta-se o exemplo dos perfis de vento em altura na rua Prof. António José Saraiva - local A. A redução nas velocidades de vento não é uniforme em todo perfil quando se utiliza uma rugosidade de 1,5m a barlavento da maqueta: imediatamente acima dos prédios (a cerca de 25 m de altura) a redução é mais elevada (46%), enquanto a 50 m é de 30 % e 10% a 200 m (fig. 6.23). Acima desta altura a redução do vento mantêm-se constante.

Para melhor se ter uma ideia das grandezas em jogo, apresenta-se na figura 6.24 as reduções de velocidade do vento na rua Prof. António José Saraiva, para dois valores de referência ($U_{ref} = 10,9$ e $6,8$ m/s).

Uma diminuição de $4,1$ m/s na velocidade do vento na camada não perturbada, sobre uma superfície de fraca rugosidade (por exemplo $0,02$ m), equivale ao decréscimo da velocidade do vento, na mesma ordem de grandeza, devida apenas ao aumento da rugosidade de $0,02$ m para $1,5$ m nos níveis mais baixos da atmosfera urbana (50 metros de altura – topo da área marcada a ponteados na figura). Isto mostra que o aumento de rugosidade prevista para o norte de Lisboa equivale sempre a uma diminuição da velocidade do vento na atmosfera urbana inferior.

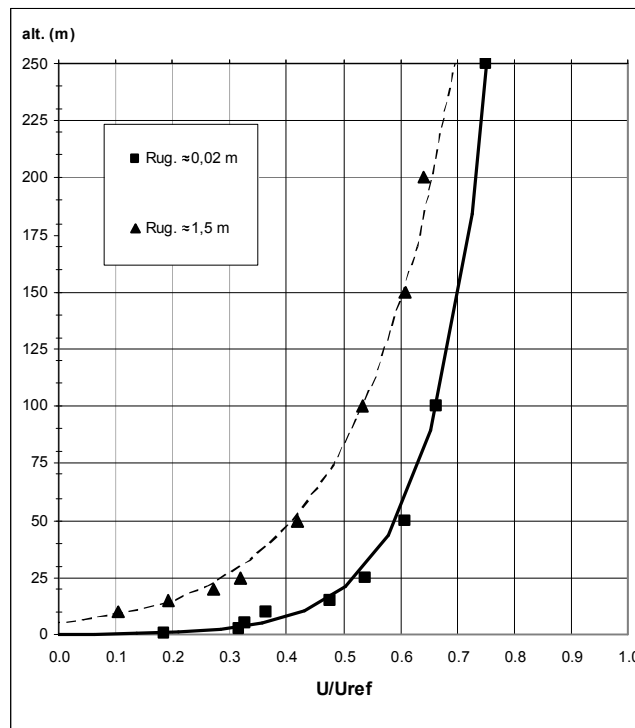


Fig. 6.23 - Perfis de vento de **norte** obtidos sobre a rua Prof. António José Saraiva (fig. 6.22 A). A curva a cheio representa o perfil de rugosidade (z_0) aproximada de $\approx 0,02$ m e a linha a tracejado a rugosidade de $\approx 1,5$ m. A escala de velocidades (U/U_{ref}) é representada pela relação entre a velocidade do escoamento do ar em cada nível de altura e a velocidade de referência durante o ensaio (ver explicação no texto).

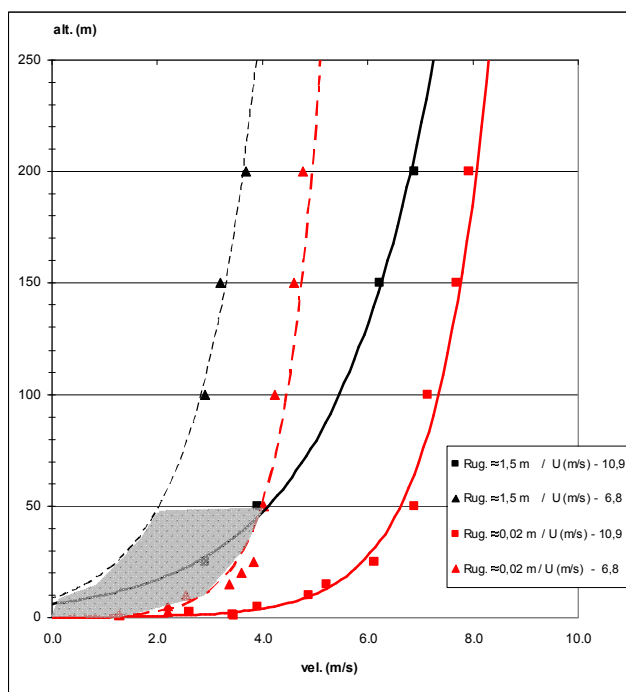


Fig. 6.24 - Perfis de vento de **norte** correspondentes à figura anterior, com duas velocidades de referência. A cheio encontram-se as curvas com uma velocidade de referência (U_{ref}) de 10,9 m/s e a tracejado de 6,8 m/s. Ver explicação no texto sobre a área a pontilhado.

Comparando os efeitos de mudança de rugosidade em dois lugares (fig. 6.25) cujos perfis apresentam comportamentos semelhantes nos perfis de vento (Eixo Norte/Sul - linhas a vermelho e rua António José Saraiva, a preto), verifica-se que as maiores reduções na velocidade ocorrem no Eixo Norte/sul, acima do nível dos prédios (cerca de 20/25 m). Isto significa que são as áreas melhor ventiladas aquelas onde poderão ocorrer as maiores modificações, sendo portanto necessário não ocupar densamente os espaços a montante dos corredores de ventilação, que são fundamentais para o arejamento do sul da cidade.

5.2 MODIFICAÇÕES NAS VELOCIDADES DO VENTO JUNTO AO SOLO: ENSAIOS COM A DIRECÇÃO NOROESTE.

Depois do trabalho no túnel aerodinâmico com a direcção norte, incluindo os ensaios das figuras de erosão, as experiências com os fios de lã, para verificar as

direcções em torno dos edifícios, e os perfis de vento sobre vários locais de tipologias diferentes, verificou-se que seria uma tarefa infundável e pouco produtiva, de repetir todas as experiências com outras direcções. Muitos dos resultados não serviriam para explicar as modificações com o aumento da rugosidade a barlavento, tese que se propôs decifrar no início deste trabalho. Repetir, por exemplo, todos os perfis para outras direcções, seria não só extremamente repetitivo, como os resultados não seriam muito diferentes dos já obtidos para a direcção norte, pois o fluxo de ar acima dos prédios é afectado pela rugosidade a barlavento da maqueta, e não pela mudança de direcção. Apenas localmente e na vizinhança do abrigo de certos blocos na maqueta se poderiam esperar pequenas alterações aos resultados que já se tinham obtido.

Por outro lado, o tempo de trabalho de disponibilidade do túnel chegava ao fim. Por isso, apenas se repetiram alguns ensaios (figuras de erosão e direcções em torno dos edifícios) para as direcções noroeste e oeste, pois reconhecidamente, em Lisboa, são dois dos rumos mais frequentes a seguir ao norte.

Apresenta-se, nas figuras 6.26 e 6.27 os ensaios das figuras de erosão com a direcção noroeste e, mais adiante com o oeste. Tentou-se que as velocidades de referência fossem aproximadas dos ensaios com a direcção norte, facto que é possível controlando as velocidades dos ventiladores no túnel.

Ao contrário dos ensaios com o vento norte, onde se verificou uma intensa erosão das areias nas ruas orientadas na direcção do escoamento do ar (norte/sul) e os restantes espaços, sobretudo os mais confinados, revelaram-se bons receptores das areias que circulavam nos seus interiores, as figuras de erosão com fluxo de noroeste vão-se formando primeiramente junto das fachadas expostas a esta direcção e acumulando-se junto aos blocos a oeste (veja-se por exemplo a sequência *c*, *d*, *e* e *f*), sobretudo nas tipologias 4 e 5.

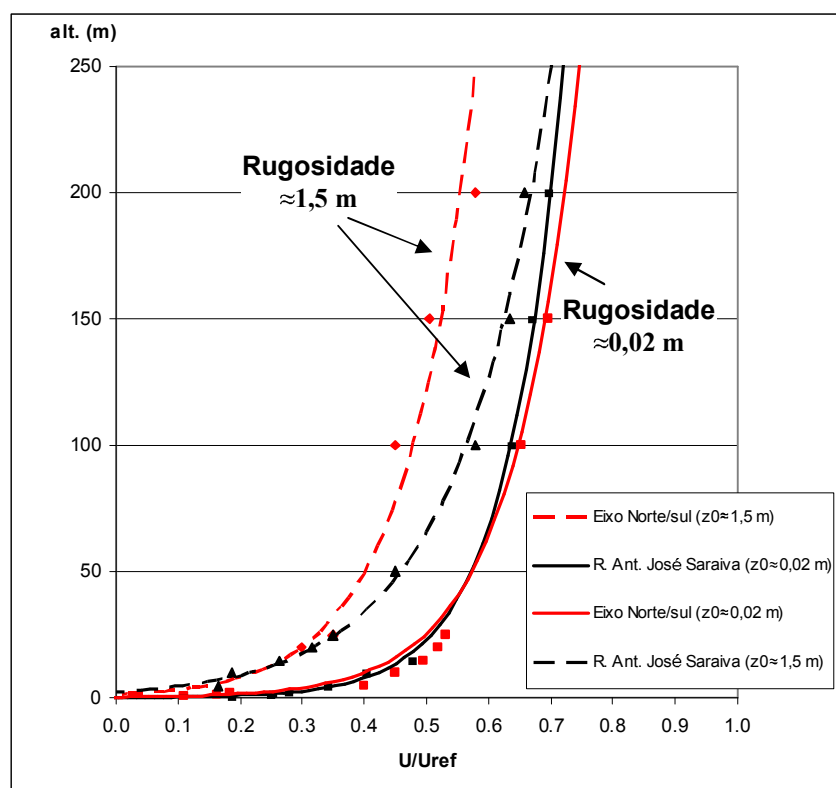


Fig. 6.25 - Comparação dos perfis de vento de **norte** obtidos na maqueta sobre o Eixo Norte/Sul (linha a vermelho) e na rua António José Saraiva (curvas a preto). As curvas a cheio representam os perfis de rugosidade (z_0) aproximada de $\approx 0,02 m$ e a tracejada a rugosidade de $\approx 1,5 m$.

Esta forma de progressão das areias é propiciada pela própria arquitectura dos edifícios, cujas ruas ou praças em "L" dirigem o escoamento no sentidos noroeste/sudeste (fig. 6.28), acentuando-se o desvio ciclónico já anteriormente notado com a direcção norte. Na áreas das torres isoladas (tipologia 2 e 3) o vento tende a contornar os edifícios, mas a direcção dominante acompanha o alinhamento das ruas e do Eixo Norte/sul. A oeste não há uma direcção predominante, verificando-se que o escoamento do fluxo aproveita as "aberturas" existentes.

Comparando a areia acumulada no final dos dois ensaios com as rugosidades de 0,02 e 1,5m, verifica-se uma diminuição de 5 % (de 26 para 19% - quadro 6.4), ao contrário das experiências com a direcção norte. Esta mudança de comportamento do vento ao nível do solo deve-se sobretudo aos valores observados no final dos ensaios com a rugosidade mais baixa (0,02m), onde se verificou que 7% de areia ficou acumulada com o rumo de norte e 26% com o noroeste. Conclui-se que localmente a

redução da velocidade do vento poderá ocorrer também devido ao ângulo que o vento dominante forma com a orientação predominante dos edifícios norte/sul (45°).

Quadro 6.4 - Percentagem de área edificada, coberta e descoberta de areia no fim de cada ensaio (direcção noroeste).

Rugosidade (m)	Velocidade de referência no final dos ensaios (m/s)	Área edificada (%)	Fundo da maquete sem areia (%)	Areia acumulada (%)
0,02	10,2	19	55	26
1,5	10,4		61 ↑	19 ↓

↓ diminuição ↑ aumento relativo de areia

Comparando a percentagem de área coberta de areia nas várias tipologias, no final de cada ensaio com as direcções norte e noroeste (quadro 6.5), verifica-se que as maiores modificações ocorrem nas torres Sul (tipologia 3), que retêm eficazmente as areias, mesmo com a rugosidade mais baixa ($z_0 \approx 0,02$ m). Como se observa na figura 6.26 (f), não existem saídas eficazes do escoamento do ar, o que facilita essa retenção.

Quadro 6.5 - Percentagem de área coberta de areia no fim de cada ensaio, por tipologias urbanas (comparação das direcções norte e noroeste).

Tipologias	Eixo Norte/Sul (1)*		Torres norte (2)		Torres sul (3)		Tipologia banda, abert. a norte (4)		Tip. banda, espaços rel. fechados. (5)	
	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
Direcção Norte										
Variacção (Norte)	+2,7		+2,7		+14,1		+12,4		+22,5	
Areia acumulada (%)	31,7	33,5	22,6	16,6	47,2	27,5	20,7	15,5	34,1	22,1
Direcção Noroeste										
Variacção (Noroeste)	+1,9		-6,0		-19,7		-5,2		-12,1	

* - Os números correspondes às tipologias apresentadas na figura 6.15


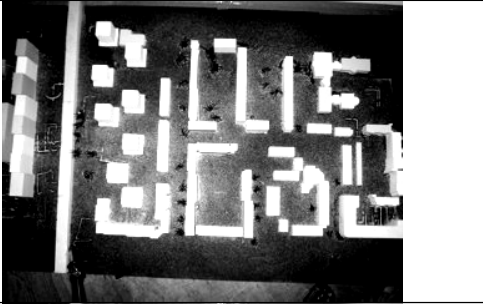
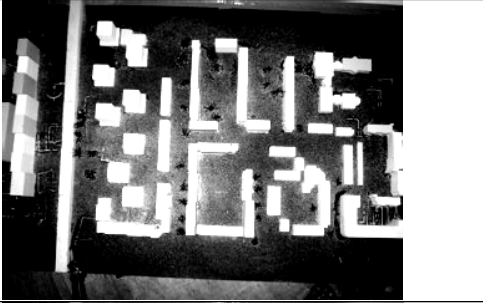

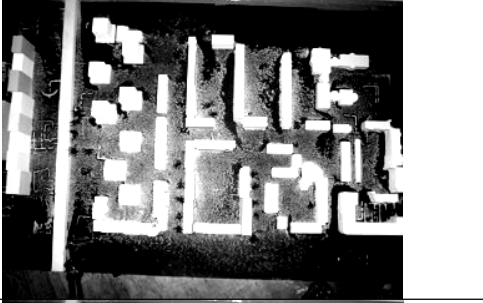


<p>DIRECÇÃO DO VENTO – NOROESTE RUGOSIDADE A BARLAVENTO ($z_0 \approx 0,02m$)</p> <p>PRESSÃO DINÂMICA DE REFERÊNCIA</p> <p>1,1 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 4,3 m/s</p> <p>a)</p>		
<p>2,1 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 6,0 m/s</p> <p>b)</p>		
<p>2,6 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 6,6 m/s</p> <p>c)</p>		
<p>3,5 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 7,7 m/s</p> <p>d)</p>		
<p>4,7 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 8,9 m/s</p> <p>e)</p>		
<p>6,2 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 10,2 m/s</p> <p>f)</p>		

Fig. 6.26 – Ensaio das figuras de erosão com vento de noroeste e rugosidade simples ($z_0 \approx 0,02m$). À esquerda os valores de pressão dinâmica de referência (“lidos” pelo tubo de Pitot-Prandtl fixo no tecto do túnel durante o ensaio) e as correspondentes velocidades de vento. À direita as figuras de erosão.

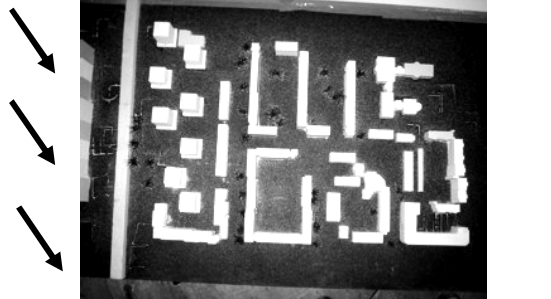
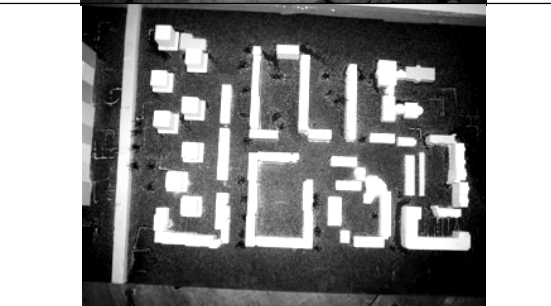
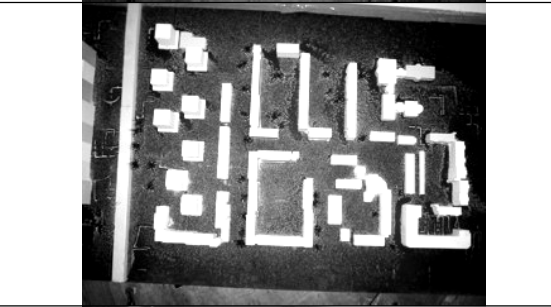
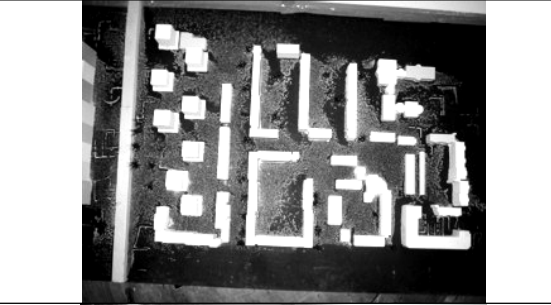


<p>DIRECÇÃO DO VENTO – NOROESTE RUGOSIDADE A BARLAVENTO ($z_0 \approx 1,5m$)</p> <p>PRESSÃO DINÂMICA DE REFERÊNCIA</p> <p>1,1 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 4,3 m/s</p> <p>a)</p>	
<p>2,1 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 5,9 m/s</p> <p>b)</p>	
<p>2,6 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 6,6 m/s</p> <p>c)</p>	
<p>3,5 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 7,6 m/s</p> <p>d)</p>	
<p>5,1 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 9,2 m/s</p> <p>e)</p>	
<p>6,5 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 10,4 m/s</p> <p>f)</p>	

Fig. 6.27 – Ensaio das figuras de erosão com vento de noroeste e rugosidade quádrupla ($z_0 \approx 1,5m$). À esquerda os valores de pressão dinâmica de referência (“lidos” pelo tubo de *Pitot-Prandtl* fixo no tecto do túnel durante o ensaio) e as correspondentes velocidades de vento. À direita as figuras de erosão.

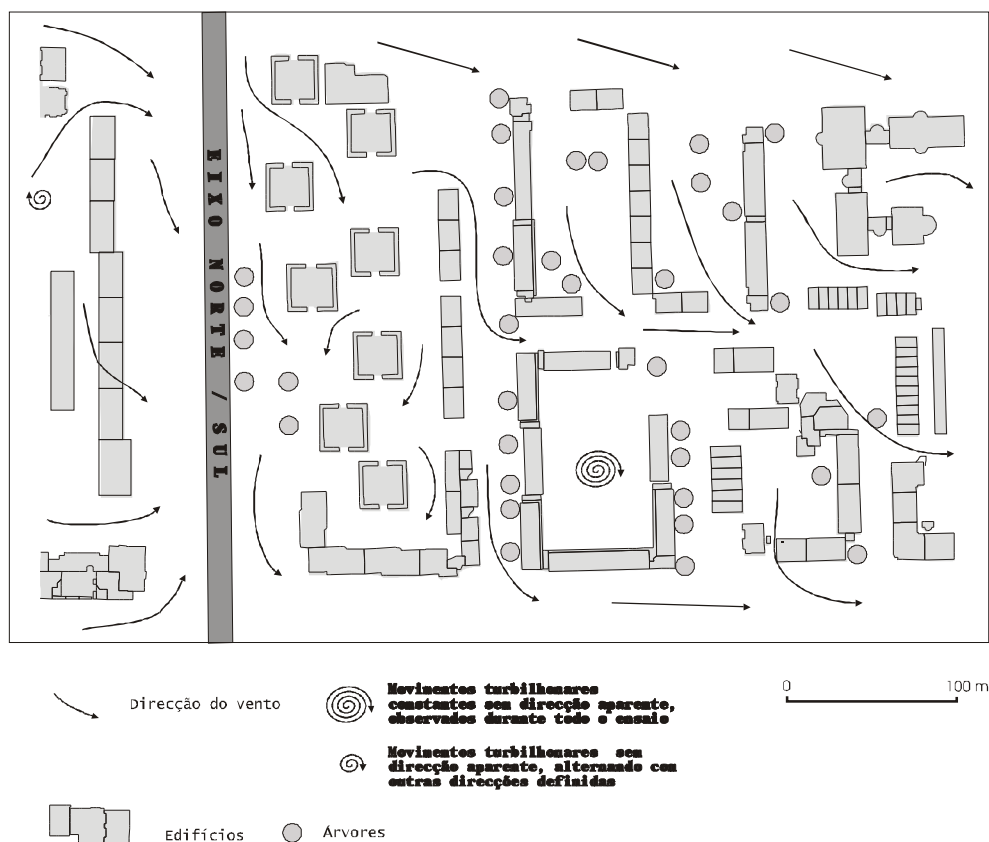


Fig. 6.28 – Direcções do fluxo em torno dos edifícios com vento de noroeste a uma velocidade de referência de 6,2 m/s e uma rugosidade $\approx 0,02$ m.

Nalguns casos mantêm-se as mesmas características de circulação fechada observadas com os ensaios da direcção norte e que mantêm as areias em circulação dentro dos espaços semi-fechados.

Conclui-se que a falta de aberturas nos conjuntos dos edifícios é pouco eficaz na ventilação dos espaços, independentemente do aumento da rugosidade a barlavento e da diminuição da velocidade do vento. Os movimentos turbilhonares são propícios à concentração de poluentes e lixos, como já foi referido anteriormente.

No Eixo Norte/sul, a retenção de areias é mais eficaz no final dos dois ensaios com o rumo noroeste, porque a existência de uma “fiada” de edifícios altos a oeste daquele eixo viário interpõe-se na progressão do vento, diminuindo a sua velocidade, e piorando as condições de ventilação. Confirma-se este facto verificando as direcções dos fios, que confluem junto dos taludes formados por aquele eixo viário (fig. 6.28).

A necessidade de implementar corredores de ventilação que sigam esta orientação (noroeste/sudeste), em áreas urbanas ainda não consolidadas, seria uma medida que ajudaria a cidade a não perder algumas das suas boas características ambientais que ainda se mantêm.

5.3 ENSAIOS COM A DIRECÇÃO OESTE.

O ensaio com a direcção oeste (fig. 6.29) foi o último a ser efectuado, tendo sido realizado apenas com a rugosidade de 0,02m.

De todas as experiências efectuadas no túnel aerodinâmico, os ensaios com a direcção oeste foram os que apresentaram um padrão menos definido nos escoamentos em torno dos edifícios (fig. 6.30). Apesar da componente de oeste/leste ser dominante, no interior dos quarteirões as direcções do escoamento tendem a seguir o sentido das aberturas para sul, ou no caso do Eixo Norte/sul o escoamento tende a fluir de sul para norte. Junto aos taludes deste eixo viário, aumentam os movimentos turbilhonares, que nunca foram observados noutras direcções. A existência de uma fiada de blocos compactos, com mais de 25 m de altura perpendiculares ao fluxo de oeste, causam estes movimentos turbilhonares, fazendo aumentar a percentagem de areia acumulada no final do ensaio (quadro 6.6). Igualmente junto às Torres Norte (tipologia 2) a acumulação é evidente, significando uma diminuição do vento em espaços que, na presença de outros rumos de vento (norte e noroeste), tem boas condições de ventilação.

Nas Torres Sul (tipologia 3) a acumulação de areia não é tão evidente porque o fluxo ruma para norte e leste. Note-se que as aberturas existentes entre as ruas Prof. Mark Athias e João Barreira são essenciais para o escoamento das areias para leste.

Com estes exemplos mostra-se como são ambiental e urbanisticamente importantes as “aberturas” em fiadas longas de prédios, para a existência de boas condições de ventilação e um ambiente livre de poluentes.

Concluindo, se considerarmos a retenção das areias no final de ensaios como indicador das condições de ventilação, usando apenas o valor de rugosidade mais baixa ($z_0 \approx 0,02$ m), os espaços semi-fechados (tipologias 3 e 5) são os mais penalizados nas

direcções norte e noroeste (valores inscritos a negro no quadro 6.6). Com a direcção oeste, pelo contrário, as condições de ventilação agravam-se no Eixo Norte/sul e nas Torres Norte (tipologia 2), por causa dos obstáculos perpendiculares ao escoamento do vento. Sob o ponto de vista deste indicador das condições de ventilação, há um agravamento nítido nas direcções oeste e noroeste (maior percentagem de areia acumulada), o que vem corroborar aquela ideia. No entanto há uma diferença significativa neste dois rumos: considerando cada tipologia individualmente e a situação de agravamento das condições de ventilação (leitura em coluna no quadro 6.6, traduzida por cinzentos mais escuros), verifica-se que as locais ambientalmente menos vantajosos com o fluxo de noroeste são as tipologias (3, 4 e 5), o que vem confirmar a ideia que os espaços semi-fechados (sobretudo a sul), são inibidores de escoamento, enquanto para a direcção oeste são os locais da tipologia 1 os mais "prejudicados", por causa da barreira perpendicular ao vento dominante. No caso da tipologia 3 (Torres sul) o fluxo de oeste tem tendência para contornar os obstáculos rumando para norte, movimentando as areias que se vão acumular nessa direcção (tipologia 2).

Quadro 6.6 - Percentagem de área coberta de areia no fim de cada ensaio, por áreas idênticas sob o ponto de vista da ventilação, rugosidade ($z_0 \approx 0,02\text{m}$) (comparação das direcções norte, noroeste e oeste).

Tipologias	Eixo Norte/Sul (1)	Torres norte (2)	Torres sul (3)	Tipologia banda, abert. a norte (4)	Tip. banda, espaços rel. fechados. (5)
Rugosidade (m)	$\approx 0,02$				
Areia acumulada (%)					
Direcção Norte	6,6	0,5	7,3	4,4	14,7
Direcção Noroeste	31,7	22,6	47,2	20,7	34,1
Direcção Oeste	34,0	30,7	16,7	11,7	19,1

Os cinzentos correspondem, para cada tipologia, ao grau de agravamento das condições de ventilação (quanto maior a acumulação de areia, mais escuro é o cinzento).

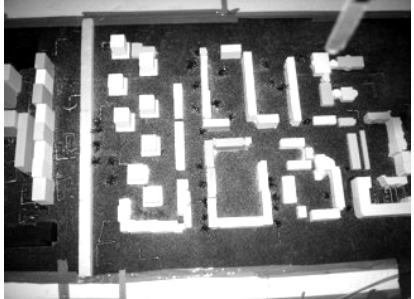
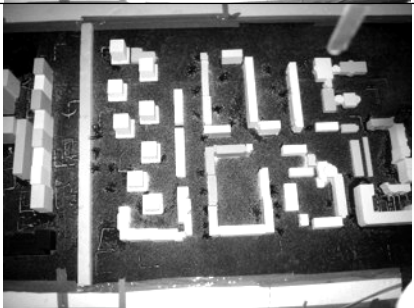
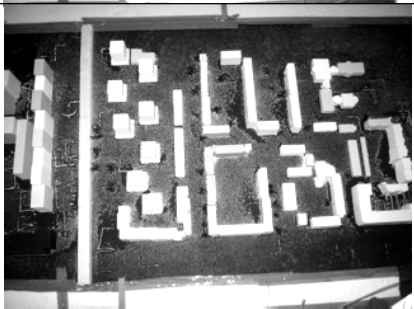
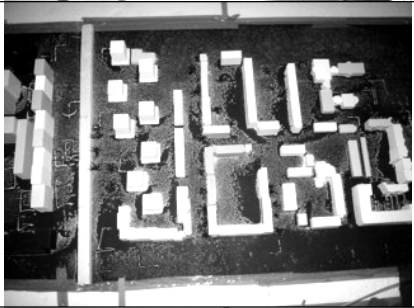

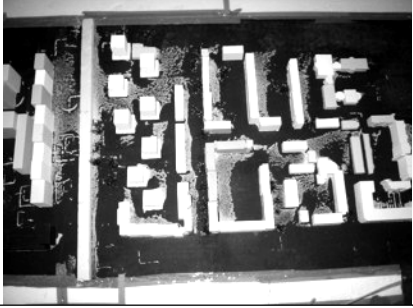
<p>DIRECÇÃO DO VENTO – OESTE RUGOSIDADE A BARLAVENTO ($z_0 \approx 0,02m$)</p> <p>PRESSÃO DINÂMICA DE REFERÊNCIA</p> <p>1,1 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 4,3 m/s</p> <p>a)</p>	
<p>2,1 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 5,9 m/s</p> <p>b)</p>	
<p>2,7 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 6,7 m/s</p> <p>c)</p>	
<p>3,6 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 7,8 m/s</p> <p>d)</p>	
<p>5,2 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 9,3 m/s</p> <p>e)</p>	
<p>6,6 mm coluna de H₂O Velocidade do vento = 10,5 m/s</p> <p>f)</p>	

Fig. 6.29 – Ensaio das figuras de erosão, com vento de oeste e rugosidade simples ($z_0 \approx 0,02m$). À esquerda os valores de pressão dinâmica de referência (“lidos” pelo tubo de *Pitot-Prandtl* fixo no tecto do túnel durante o ensaio) e as correspondentes velocidades de vento. À direita as figuras de erosão.

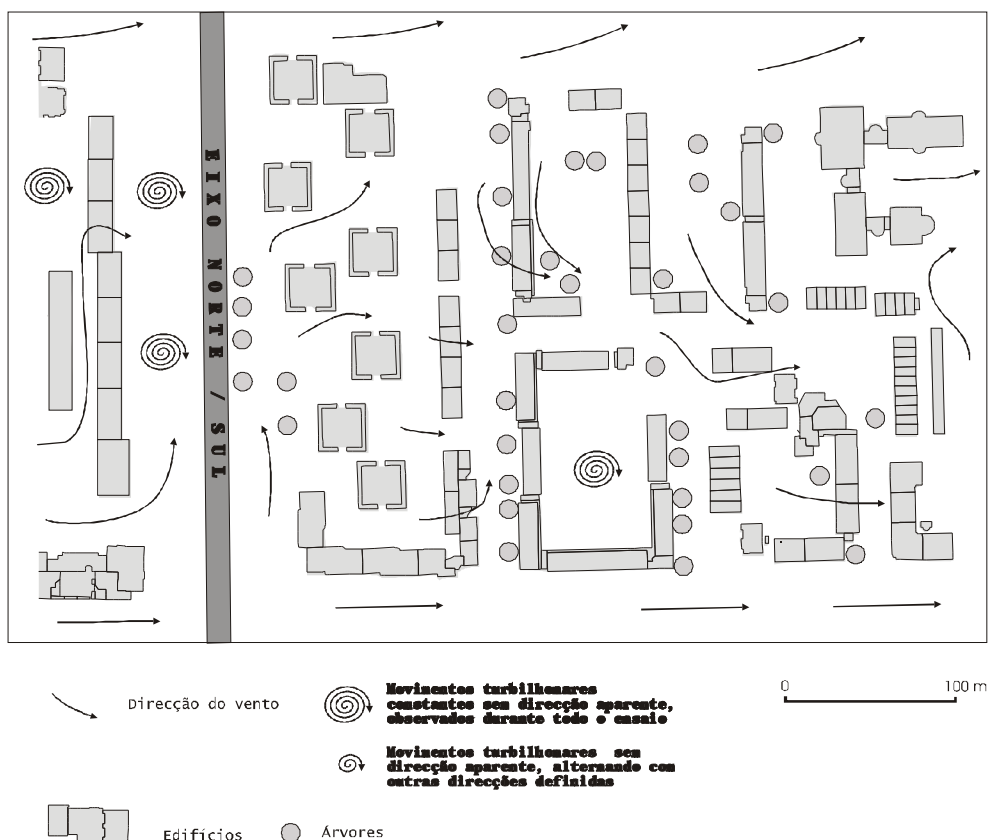


Fig. 6.30 – Direcções do fluxo em torno dos edifícios com vento de oeste a uma velocidade de referência de 6,6 m/s e uma rugosidade $\approx 0,02$ m.

6 CONCLUSÕES

Lisboa tem-se expandido, nas últimas décadas, sobretudo para norte e noroeste. Fora das áreas mais periféricas da cidade, os últimos redutos desocupados no interior do seu espaço territorial situam-se na zona oriental da cidade (entre Chelas e o Tejo na antiga zona da Expo 98). Deram lugar a novas áreas urbanas, caracterizadas por edifícios cada vez mais altos que, na presença de ventos fortes, podem criar ambientes inóspitos ou mesmo perigosos.

O planeamento urbano não tem tido em conta algumas variáveis, das quais se destacam os corredores de ventilação, que proporcionam a necessária qualidade ambiental na cidade. Por variadíssimos motivos, o diálogo entre técnicos, cientistas e decisores políticos também não tem sido uma constante, exemplo que não é exclusivo

do nosso país, como nos dá conta OKE (1984), no seu trabalho de reflexão sobre este tema.

Em Lisboa, dão-se agora os primeiros passos neste sentido, com a intenção de incluir no futuro Plano Director Municipal as variáveis ambientais e climáticas, tratadas de acordo com metodologias e normas testadas e estabelecidas noutros países europeus, como a Alemanha e a Suíça. Mas para aplicar o conhecimento científico e “convencer” os decisores políticos, é necessário conhecer os vários fenómenos climáticos locais e encontrar uma solução para que possam ser generalizados para outras áreas.

No CAPÍTULO 5 reconheceram-se alguns dos factores que provocam mudanças nos campos de vento à escala regional, resultados que foram obtidos com os modelos numéricos. No presente capítulo, pretendeu-se validar a tese defendida anteriormente de que o aumento da rugosidade a barlavento da cidade pode provocar modificações nos campos de vento, com consequências para o ambiente urbano às escalas local microclimática. Observaram-se as principais modificações do vento em torno dos edifícios numa parte do bairro de Telheiras (no norte da cidade) com várias características urbanísticas diferentes: torres isoladas, espaços abertos, semi-fechados e um corredor de ventilação importante (o Eixo Norte/sul).

Foi construída uma maqueta na escala 1:500 da área escolhida e testadas várias combinações de blocos que simulam a rugosidade a barlavento da maqueta.

Numa primeira montagem (arranjos dos blocos), simulou-se a rugosidade anterior à década de 80 do século passado (0,02 m) e com outro arranjo simulou-se a rugosidade típica de uma cidade que cresce em altura e densidade (1,5 m).

Estudaram-se as direcções e velocidades dos ventos em torno dos edifícios para três direcções em Lisboa (norte, noroeste e oeste) e elaboraram-se perfis em altura, técnicas que proporcionaram uma imagem tridimensional dos campos de vento. Sempre que possível compararam-se os resultados obtidos com a simulação da rugosidade de 0,02m a barlavento da maqueta com os obtidos com a rugosidade de 1,5 m.

De um modo geral, com o aumento da rugosidade a barlavento da maqueta (de $\approx 0,02$ para $\approx 1,5$ m), 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.

As diferentes tipologias urbanísticas da maqueta (definidas a partir dos estudos efectuados pela equipa de arquitectos do LNEC, envolvidos no projecto CLIMLIS), apresentam características distintas na retenção das areias, diferenciação sobretudo evidente entre os espaços abertos ou semi-fechados. As maiores variações com o aumento da rugosidade ocorrem nos espaços semi-fechados (tipologia 5 - 22,5 % de retenção de areias), enquanto o Eixo Norte/sul e as torres norte (tipologias 1 e 2) apenas retêm pouco mais de 3 % com o aumento de z_0 . Nos espaços edificados em banda, com aberturas a norte e a sul, que permitem a passagem do ar, a retenção das areias apresenta um padrão intermédio, com pouco mais de 12 %.

O caso do Eixo Norte/sul é um bom exemplo a explorar em termos de aplicação dos resultados a outros locais. Com a direcção norte, esta via rápida foi o único local onde o ritmo de remoção das areias foi semelhante em ambas as experiências (com rugosidades de $\approx 0,02$ m e $\approx 1,5$ m).

Considerando que se trata de um corredor de ventilação fundamental para o sul da cidade, não deve no entanto ser o único, porque é manifestamente insuficiente para o conjunto da Lisboa. Localmente, as questões que se levantam com este eixo rodoviários são de outra natureza: como foi verificado nos ensaios com a direcção norte, devido ao desnível que apresenta em relação às áreas envolventes (o seu piso está sobrelevado em cerca de 6 m), pode ocorrer, na presença de ventos fortes, o chamado "efeito de barra", em que o vento transpõe o obstáculo fazendo um angulo de cerca de 45° com a direcção predominante do objecto, criando movimentos turbilhonares e possivelmente o aumento de velocidade do vento e da turbulência, que se poderão traduzir em 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 oposto do eixo, nos locais potencialmente geradores do aumento da turbulência, as árvores poderiam atenuar esse efeito, sobretudo na presença da Nortada (ventos fortes de norte e noroeste predominantes em todo o Verão nesta região).

As praças semi-fechadas (tipologia 5) não apresentam condições de escoamento do ar para sul, originando movimentos turbilhonares junto ao solo, que facilitam a retenção de poluentes, lixo e outros materiais nocivos no seu interior.

Onde há prédios altos, muito próximos entre si, e a sua orientação coincide com rumo do vento, o escoamento do ar tende a inverter o seu rumo na saída das ruas, originando uma deflexão de 180°. A aceleração do vento, observado na zona a oeste do Eixo Norte/sul, poderá acentuar o desconforto mecânico, ocorrendo mesmo o perigo de queda de indivíduos mais débeis.

Os perfis de vento efectuados num dos locais sobre a maqueta, (local A - tipologia 4), 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 consoante a altura acima dos prédios. A cerca de 25 m a redução é a mais elevada (46%), enquanto esse valor é de 30 % a 50 m e 10% a 200 m de altura.

Comparando os efeitos de mudança de rugosidade sobre dois locais que apresentam perfis semelhantes com a rugosidade de $\approx 0,02$ m (Eixo Norte/Sul e rua António José Saraiva), verifica-se que as maiores reduções na velocidade do vento ocorrem sobre o Eixo Norte/sul, sendo portanto necessário não ocupar densamente os espaços a montante dos corredores de ventilação.

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 “fiada” de edifícios altos (com cerca de 25 m de altura), a oeste daquele eixo viário, que se interpõe-se à progressão do vento, diminuindo drasticamente a sua velocidade e piorando as condições de ventilação.

Com a direcção de oeste, a existência da 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. Para melhorar essas condições de ventilação seria necessário a existência de aberturas de escoamento do ar, neste tipo de conjuntos arquitectónicos de "barreira".

PARTE II

ÍLHA DE CALOR URBANA DE SUPERFÍCIE E BALANÇO ENERGÉTICO EM LISBOA

CAPÍTULO 7

CLIMATOLOGIA E DETECÇÃO REMOTA

1. INTRODUÇÃO

A segunda parte deste trabalho utiliza dados provenientes de imagens dos satélites NOAA-AVHRR e LANDSAT TM. Pretendeu explorar-se as potencialidades deste tipo de informação e testar alguns algoritmos que permitam evoluir no conhecimento do clima regional e local de Lisboa. Como se utilizaram dados de parte do espectro visível, no infravermelho térmico e imagens derivadas do AVHRR (temperaturas de superfície), houve a necessidade de clarificar alguns dos conceitos associados a esta tecnologia espacial. A apresentação que se segue pretende, assim, referir apenas os conceitos básicos necessários que dizem respeito, sobretudo, à natureza da informação apresentada.

Discute-se, brevemente, o conceito de detecção remota através de uma definição poucas vezes citada e oriunda de um anexo a uma resolução da ONU, que traduz verdadeiramente o espírito da observação da Terra a partir do Espaço. Também é referida a forma actual de obtenção e tratamento da informação derivada de satélite, através das Agências aero-espaciais na Internet. A forma revolucionária como

actualmente certos “produtos” são difundidos pela comunidade científica, tem um significado nunca antes atingido pelas sociedades Humanas.

Este capítulo de introdução termina com um breve historial sobre a importância e influência que as imagens de satélite, neste caso na banda do infravermelho térmico, têm tido na comunidade geográfica nacional. Pretende-se distinguir o mérito de alguns dos investigadores que nos inspiraram a continuar o seu trabalho. É devido e aqui fica feita a referência.

Pretende-se mostrar a complexidade e, especialmente, a morosidade que certos procedimentos podem acarretar, desafio que, no final, é bastante compensador do trabalho efectuado.

2. PRINCÍPIOS DE DETECÇÃO REMOTA NO INFRAVERMELHO TÉRMICO

2.1 BREVE SÍNTESE DE DEFINIÇÕES E CONCEITOS.

A origem do termo “Teledetecção” deriva do grego “tele” (à distância) e do latim “detegere” (descobrir), sendo hoje empregue exclusivamente para as técnicas que utilizam a difusão electromagnética (BOISSIN, 1990). Teledetecção ou Detecção Remota (*Remote Sensing*), termo preferido neste trabalho, é a aquisição de dados sobre objectos ou fenómenos que se encontram afastados dos aparelhos de observação utilizados. Os sensores remotos detectam as radiações electromagnéticas reflectidas ou emitidas pela superfície da Terra ou pela atmosfera, podendo os resultados ser registados e apresentados, quer sob a forma digital, quer sob a forma analógica, em imagens ou fotografias (HENRIQUES, 1982). BARIOU (1978) centra a sua definição na natureza da informação e amplitude do espectro utilizado, referindo que agrupa um conjunto de técnicas capazes de fornecer, à distância, as informações relativas a um objecto, utilizando-se o conhecimento sobre a emissão e reflexão das radiações electromagnéticas, desde os comprimentos de onda ultravioletas às hiperfrequências.

Estas definições incorporam apenas conceitos técnicos e não os objectivos gerais desta tecnologia. Um dos textos mais importantes sobre o assunto é apresentado em “*Principles Relating to Remote Sensing of the Earth from Outer Space*”, um anexo da

resolução da Organização das Nações Unidas 41/65, de 3 de Dezembro de 1986, que contém os princípios relativos à Detecção Remota da Terra por satélites, incluindo os objectivos fundamentais para o progresso da Humanidade:

“Remote sensing means the sensing of the Earth’s surface from space by making use of the properties of electromagnetic waves emitted, reflected or diffracted by sensed objects, for the purpose of improving natural resources management, land use and protection of the environment”.

Esta resolução da ONU é o corolário de um trabalho iniciado em 1974, efectuado pelo *UN Committee on Peaceful Uses of Outer Space (COPUOS)* e que envolveu outros tratados, nomeadamente o *“Treaty on Principles Governing the Activities of States in the Exploration and Use of Outer Space, including the Moon and other Celestial Bodies”* de 13 Dezembro 1966, Resolução 2222 (XXI), e a *“Declaration of Legal Principles Governing the Activities of States in the exploration and use of Outer Space”*, *United Nations, 1986*). Estes textos debruçam-se sobre as implicações legais e obrigações dos Países que utilizam a detecção remota terrestre e podem ser consultados no sítio Internet da *United Nations Office for Outer Space Affairs* (www.oosa.unvienna.org/index.html).

O texto da ONU dá destaque à utilização que se deve dar às imagens da Terra obtidas a partir do Espaço, como o melhoramento da gestão dos recursos naturais e do uso do solo e a protecção ambiental, enunciando alguns princípios como a beneficiação de todos os países (sobretudo os que se encontram em vias de desenvolvimento), assente no respeito da soberania dos Estados, independentemente do seu grau de desenvolvimento económico, social, técnico ou científico, de acordo com as leis internacionais previstas na Carta das Nações Unidas. São ainda apontados alguns princípios de cooperação internacional, nomeadamente através da instalação de estações de recepção de dados e investimento em infra-estruturas de processamento e tratamento das imagens. O texto contempla ainda duas referências importantes dirigidas à protecção do ambiente Natural da Terra e à prevenção de desastres naturais que envolvam o Homem:

“Remote sensing shall promote the protection of the Earth's natural

environment... [and] the protection of mankind from natural disasters. States participating in remote sensing activities that have identified processed data and analysed information in their possession that may be useful to States affected by natural disasters, or likely to be affected by impending natural disasters, shall transmit such data and information to States concerned as promptly as possible.

2.2 A NATUREZA DA INFORMAÇÃO QUE É DETECTADA PELOS SATÉLITES.

A visão e o cérebro humanos formam o sistema mais sofisticado e completo de detecção remota no visível. Muitas vezes as imagens que se formam no nosso cérebro parecem-nos diferentes da realidade, consoante as condições atmosféricas presentes. O conteúdo da camada gasosa que nos envolve (vapor de água, gases, poeiras, fumos, etc.) é um dos principais obstáculos à nitidez com que os objectos são observados a uma determinada distância. Por exemplo, as miragens a que os seres humanos estão sujeitos nos desertos quentes e que são provocadas pela subida do ar muito aquecido pela superfície e que os faz imaginar objectos que realmente não existem. A energia que é transportada pela radiação electromagnética e que é medida remotamente pelos sensores sofre diversos tipos de modificações, tal como acontece com a visão humana.

A radiação electromagnética, ao atravessar a atmosfera, fica sujeita a efeitos perturbadores que resultam de fenómenos de reflexão, refacção, difracção, dispersão e absorção. A atmosfera é um meio atenuador e simultaneamente uma fonte de radiações electromagnéticas. Mas não é só a atmosfera que se interpõe entre a fonte e o sensor. Se se tratar de um objecto terrestre, a energia pode ser transmitida, absorvida, reflectida ou emitida. O que é medido pelo sensor é a energia reflectida ou a que é emitida pelo própria superfície. É com base no conhecimento das características de reflexão dos diferentes materiais que constituem a superfície terrestre e das suas propriedades de emissão, que se pode proceder à identificação dos objectos por detecção remota, tendo em conta as condições atmosféricas, e de luminosidade existentes no momento em que os dados foram adquiridos (HENRIQUES, 1982).

2.3 FONTES DE ENERGIA, MODELOS DE RADIAÇÃO E REGIÕES DO ESPECTRO ELECTROMAGNÉTICO MAIS UTILIZADAS

Existem duas fontes de energia que pode ser detectada por sensores: natural, como o Sol, a Terra ou a Lua e a artificial, utilizada por detectores de radar ou laser. Os sistemas que utilizam fontes naturais de energia designam-se de passivos e são a maior parte dos detectores que operam nos comprimentos de onda dos espectros visível (VIS), infravermelho próximo (IVP) e térmico (IVT). Os que utilizam fontes de energia própria, chamam-se activos. Estes são os mais comuns para detectar micro-ondas e, neste caso, os satélites ou aviões transportam uma antena que emite o sinal. Este sinal é reflectido pelo objecto e detectado novamente pela antena. O radar meteorológico é igualmente um sistema activo de detecção remota, normalmente fixo na superfície terrestre, sendo normalmente utilizado para estimar a precipitação e a velocidade dos sistemas pluviogénicos. Destaca-se ainda a sua importância na previsão, a curto e médio prazos, de episódios de precipitação intensa, potencialmente causadores de cheias rápidas e intensas (FRAGOSO, 1996).

Nos comprimentos de onda do VIS e IVP, os sensores passivos detectam a radiação solar que é reflectida no objecto observado. No IVT o objecto é a fonte de radiação e o sensor a bordo do satélite, ou outro meio, detecta a radiação por ele emitida (BIRD, 1990a).

O conceito de radiação electromagnética descreve o modo como a energia é transferida de um objecto para outro, através do espaço. Todos os corpos com temperatura acima do zero absoluto irradiam energia sob a forma electromagnética. Existem dois modelos que nos ajudam a descrever as características dessa energia: o modelo da onda electromagnética e o modelo da partícula.

A radiação electromagnética pode ser vista como uma torrente de pequenos corpúsculos (fotões) que transportam uma quantidade de energia electromagnética em função da sua vibração. As radiações electromagnéticas provenientes do espectro de energia solar propagam-se no vácuo a uma velocidade constante, igual à velocidade da luz (HENRIQUES, 1982).

A luz visível é apenas uma modalidade de energia electromagnética. Outras formas são, por exemplo, as ondas rádio, os raios X, os ultravioletas, etc. Na figura 7.1 observa-se um modelo conceptual do movimento da energia electromagnética representada através de um movimento harmónico sinusoidal, à velocidade da luz (c). A distância entre dois “picos” sucessivos chama-se comprimento de onda (λ) e o número de picos que passam por um ponto fixo no espaço, por unidade de tempo, é a sua frequência (ν). O seu movimento obedece à equação:

$$c = \nu \cdot \lambda \quad (7.1)$$

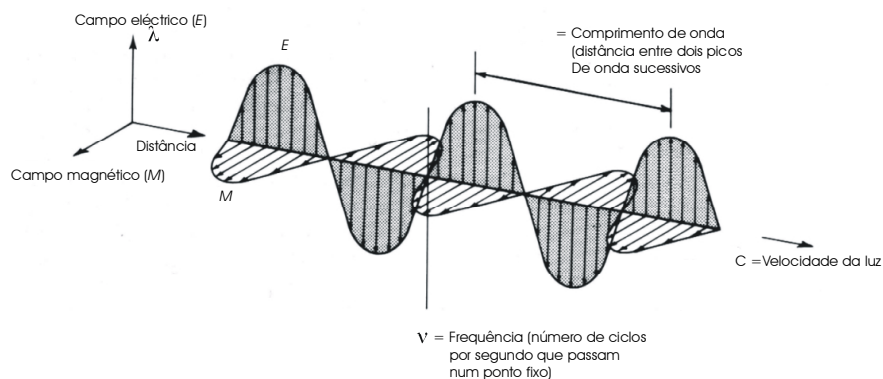


Fig. 7.1 - Esquema conceptual de uma onda electromagnética (extraído de LILLESAND E KIEFER, 1994).

Como c é uma constante (3×10^8 m/s), a frequência e o comprimento de onda estão relacionados inversamente e cada um pode ser usado para caracterizar uma onda. A unidade mais utilizada para caracterizar esse comprimento de onda é o micrómetro (μm). Um micrómetro equivale a 1×10^{-6} m.

Outro modelo da radiação electromagnética descreve o movimento de um feixe de partículas. A energia, transportada por cada uma dessas partículas, depende da fonte electromagnética que a produziu.

A energia de um fóton pode ser expressa por:

$$Q = h \cdot \nu \quad (7.2)$$

onde h é a constante de PLANK ($6,626 \times 10^{-34}$ Js).

É comum caracterizar uma onda electromagnética pelo seu comprimento dentro do espectro electromagnético (fig. 7.2). As regiões do espectro mais utilizadas são o ultravioleta (aproximadamente entre 0,29 e 0,4 μm), o visível (0,4 e 0,7 μm), o infravermelho (0,7 e 15 μm) e as micro-ondas ou hiperfrequências). Os ultravioletas (UV) são menos utilizados porque são mais susceptíveis de serem absorvidos durante a sua transmissão através da atmosfera.

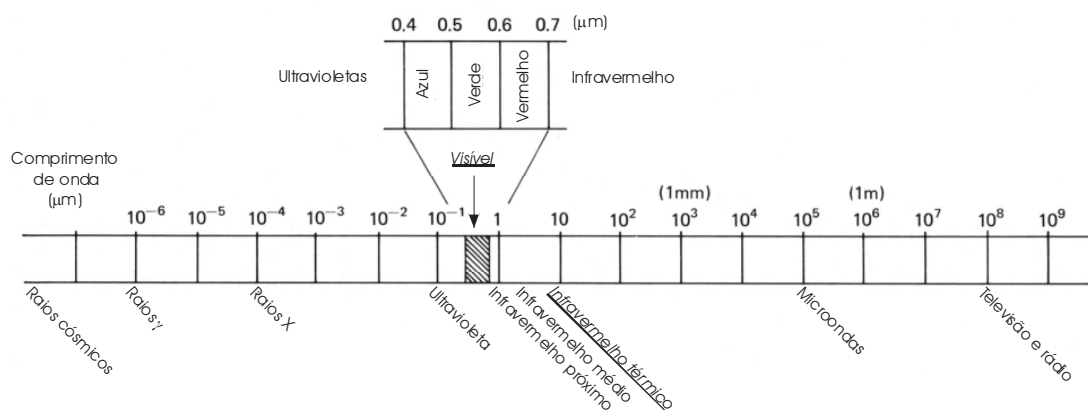


Fig. 7.2 – O espectro electromagnético (extraído de LILLESAND E KIEFER, 1994).

A região do espectro electromagnético do visível corresponde aos comprimentos de onda aos quais o olho humano é sensível e compreende três bandas: sensivelmente entre 0,4 e 0,5 μm (cor azul); 0,5 a 0,6 μm - verde; e entre 0,6 e 0,7 μm detectado pelo olho humano como vermelho (fig. 7.2). Na região dos infravermelhos (IV) destacam-se os próximos (0,7 a 1,3 μm), os médios (1,3 a 3 μm) e os térmicos acima de 3 μm . Estes limites podem variar consoante os autores: HENRIQUES, (1982) refere que os IV médios correspondem a uma intervalo de banda entre 3 e 5,5 μm e os

térmicos entre 8 e 15 μm . Entre 1 mm e 1 m situam-se as microondas (por exemplo o radar meteorológico).

Combinando as equações 7.1 e 7.2 obtemos:

$$Q = \frac{hc}{\lambda} \quad (7.3)$$

Desta equação poder-se-á concluir que quanto maior o comprimento de onda, menor a quantidade de energia transmitida, o que explica a maior dificuldade técnica de detectar no infravermelho térmico do que no visível (BIRD, 1990).

2.4 INTERACÇÃO DA ENERGIA COM A ATMOSFERA E A SUPERFÍCIE TERRESTRE.

A atmosfera pode afectar a intensidade e a composição espectral na radiação que é detectada por um sensor. As alterações produzidas são causadas principalmente pela dispersão e absorção. A absorção da atmosfera resulta numa perda efectiva de energia num determinado comprimento de onda. Os principais absorventes da radiação solar são, entre outros, o vapor de água, o dióxido de carbono e o ozono.

A figura 7.3 mostra a relação entre as principais fontes de energia usadas em detecção remota (a), as características da absorção atmosférica (b, a sombreado) e o campo de actuação dos vários sistemas de sensores no espectro electromagnético (c). A aquisição de dados pelos sensores está limitada às regiões espectrais onde a transmissão é maior, chamadas janelas atmosféricas. O espectro sensível pelo olho humano (visível) coincide com uma janela atmosférica e com o máximo da energia solar. A energia emitida pela Terra pode ser detectada pelos sensores térmicos através das janelas atmosféricas entre 3 e 5 μm e 8 a 14 μm .

A dispersão é um processo de difusão da energia electromagnética pelas partículas existentes na atmosfera (gases, fumos e poeiras). O tipo de dispersão pode-se classificar em função do tamanho das partículas existentes. Quando é originada por moléculas de dimensões insignificantes quando comparadas com o comprimento de

onda das radiações é denominada dispersão de *Rayleigh*. A dispersão de *Rayleigh* é umas das principais causas da perda de contraste e boa acuidade dos objectos observados nas imagens de satélite (efeito do tipo névoa).

Quando a dimensão da partícula é da mesma ordem de grandeza do comprimento de onda, designa-se dispersão de *Mie*, e é devida à existência de vapores e aerossóis. A teoria deste tipo de dispersão é complexa, correspondendo a uma situação intermédia entre a lei de *Rayleigh* e uma lei segundo a qual a dispersão é independente do comprimento de onda.

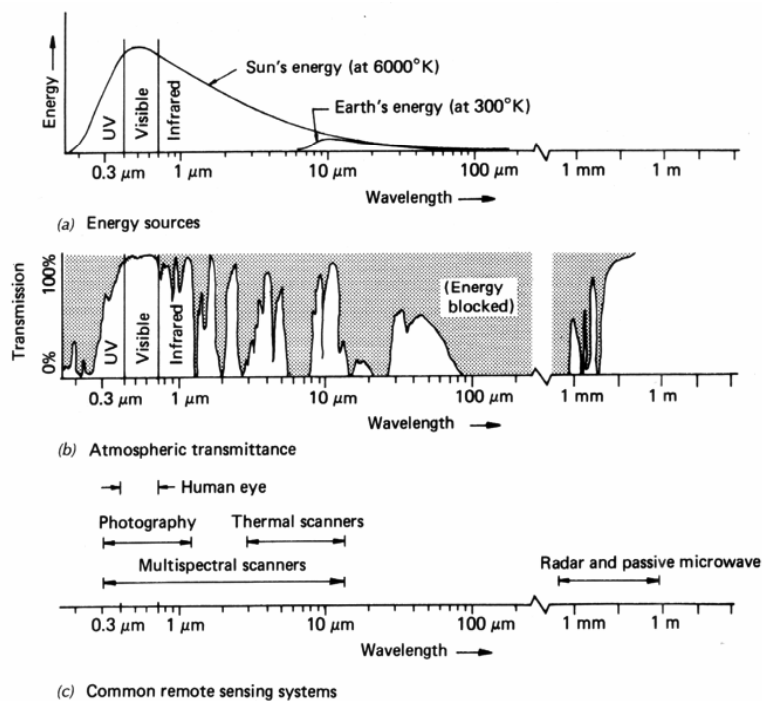


Fig. 7.3 – Fontes de energia (a), efeitos atmosféricos (b) e amplitude de actuação dos sensores remotos (c) (extraído de LILLESAND E KIEFER, 1994).

No caso das partículas terem uma dimensão muito superior ao comprimento de onda com que interagem, ocorre a dispersão não selectiva. Neste caso, a dispersão é independente do comprimento de onda, dependendo apenas das dimensões e do número de partículas por unidade de volume. Para comprimentos de onda inferiores a 15 μm, as únicas partículas susceptíveis de causar este tipo de dispersão são as do vapor de água. A dispersão depende assim das condições da atmosfera, da altura do Sol, da época do ano, e da hora (HENRIQUES, 1982).

Um das formas de um satélite detectar as características dos objectos à

superfície terrestre ocorre quando uma fonte de energia (por exemplo o Sol) envia radiação electromagnética para a Terra que é depois reflectida pela superfície e chega por fim ao sensor a bordo.

Quando a energia electromagnética incide sobre qualquer superfície (E_I), pode interagir com ela de três modos: a energia pode ser absorvida (E_A), transmitida (E_T) ou reflectida (E_R). De acordo com o princípio da conservação da energia, a soma destas três fracções deverá ser igual ao valor total da energia incidente, para um determinado comprimento de onda (λ).

A equação que expressa esta relação pode ser escrita:

$$E_I(\lambda) = E_R(\lambda) + E_A(\lambda) + E_T(\lambda) \quad (7.4)$$

A quantidade de energia reflectida por uma superfície, e detectada pelos sensores, depende da sua estrutura, do ângulo de incidência e da reflectância³⁹. A forma como se processa a reflexão depende sobretudo da rugosidade do objecto. As superfícies reflectoras especulares (lisas e planas), têm um comportamento idêntico aos espelhos: O ângulo de reflexão é igual ao ângulo de incidência. Este tipo de reflexão ocorre raramente na natureza, apenas nas superfícies aquáticas muito calmas, em algumas áreas geladas e muito ocasionalmente noutras superfícies (HOWARD, 1991).

Quando uma superfície reflecte a energia incidente uniformemente em todas as direcções (independentemente do ângulo de incidência), a reflectância denomina-se difusa. Também a maior parte das superfícies naturais raramente apresentam características de reflexão difusa (também conhecida por Lambertiana). Na verdade, elas têm geralmente um comportamento misto, apesar de um maior número de superfícies se aparentarem mais com as que têm comportamento difuso. Assim torna-se mais fácil estabelecer uma relação entre a reflectância (que caracteriza fisicamente a

³⁹ Quociente entre a radiação total hemisférica reflectida por um corpo e a radiação incidente nesse corpo. Se a reflectância é restrita a um ângulo de vista fixo deve-se utilizar o termo reflectância direccionada. Se a observação é feita para vários ângulos fixos de incidência a reflexão designa-se de bi-direccionada (HOWARD, 1991).

superfície) e a radiância⁴⁰ medida pelo sensor do satélite (BIRD, 1990).

As características da reflectância das superfícies podem ser quantificadas medindo a porção de energia incidente que é reflectida, em função de um determinado comprimento de onda (reflectância espectral - $\rho\lambda$). Este valor é normalmente expresso em percentagem:

$$\rho\lambda = \frac{E_R(\lambda)}{E_I(\lambda)} \cdot 100 \quad (7.5)$$

Em que $E_R(\lambda)$ é a energia reflectida no comprimento de onda (λ) e $E_I(\lambda)$ é a energia incidente no comprimento de onda (λ).

A função dos sensores a bordo dos satélites é a de converter a radiância que chega de um determinado ponto da superfície terrestre num sinal eléctrico e quantificá-lo através de um valor digital que é representado através de um *pixel* (*picture element*, ou elemento de imagem). Normalmente cada sensor inclui separadores de radiação (*beam splitter*), que isolam as componentes da radiância medida nas várias bandas do espectro electromagnético (visível, infravermelho próximo, infravermelho térmico, etc.). Cada uma destas bandas origina um sinal electrónico, que depois de digitalizado se converte no valor do canal. As imagens são formadas por matrizes de valores de radiância que correspondem a vários pontos da superfície detectados pelo satélite.

No comprimento de onda dos infravermelhos térmicos obtém-se a radiação emitida pelas superfícies. Para se descrever as características radiativas do sistema terra atmosfera é necessário recorrer ao conceito de corpo negro. Este corpo é definido como sendo um absorvedor e reflector perfeito, com uma emissividade⁴¹ espectral igual à unidade, em todo o espectro. Isto implica que ele absorve toda a energia radiante e que a radiação que emite numa direcção particular depende unicamente da sua temperatura e

⁴⁰ Quociente entre a intensidade (razão entre o fluxo e o ângulo sólido de origem ou destino) observada num elemento da superfície, numa direcção e a área de projecção ortogonal desse elemento num plano perpendicular àquela direcção (PLANA-FATTORI et al., 1997).

⁴¹ A emissividade é a razão entre a energia emitida por um corpo a uma determinada temperatura e a radiação emitida por um corpo negro à mesma temperatura (VAN DE GRIEND et al., 1993).

que pode ser descrita segundo a lei da radiação de Plank (VOGT, 1996).

$$B_{\lambda}T = \frac{2hc^2}{\lambda^5(e^{hc/\lambda kT} - 1)} \quad (7.6)$$

- $B_{\lambda}(T)$ = fluxo espectral emitido pelo corpo negro ($\text{Wm}^{-2} \text{m}^{-1}$)
 c = Velocidade da luz no vácuo ($2,997\,924\,580 \times 10^8 \text{ms}^{-1}$)
 h = Constante de Plank ($6,626\,076 \times 10^{-34} \text{Ws}^{-2}$)
 k = Constante de Boltzmann ($1,380\,658 \times 10^{-23} \text{JK}^{-1}$)
 T = Temperatura (K)
 λ = Comprimento de onda (m)

O conceito de corpo negro é apenas teórico e a maior parte das superfícies não se comportam como tal. Por isso é necessário considerar a emissividade das superfícies. Varia com o comprimento de onda (λ) e a direcção (θ) com que a superfície é medida e caracteriza a eficiência com que uma superfície é capaz de irradiar. A emissividade de um corpo pode escrever-se:

$$\varepsilon_{\lambda,\theta} = \frac{M_{\lambda,\theta}(T)}{B_{\lambda,\theta}(T)} \quad (7.7)$$

- $\varepsilon_{\lambda,\theta}$ = emissividade espectral
 $M_{\lambda,\theta}$ = fluxo espectral emitido ($\text{Wm}^2 \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$)
 $B_{\lambda,\theta}$ = fluxo espectral emitido pelo corpo negro ($\text{Wm}^2 \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$)

Na realidade todas as superfícies naturais têm uma emissividade inferior à unidade. No infravermelho térmico varia entre 0,91 para as areias secas e 0,98 para a vegetação densa. Este parâmetro pode variar com diferentes rugosidades do terreno, com a estrutura e composição dos solos, quantidade de matéria orgânica, humidade e com as características clorofilinas das espécies e com a estrutura do coberto vegetal. Os locais completamente cobertos de vegetação têm uma emissividade “térmica” entre 0,97 e 0,98, devido ao conteúdo de água nas folhas. A emissividade medida nas copas das

formações vegetais densas pode ser ligeiramente superior à medição efectuada em folhas, devido a reflexões múltiplas resultantes da geometria e arranjo da copa das árvores. Os materiais mineralizados apresentam valores de emissividade entre 0,893 nas areias até 0,97 nas argilas e margas. Normalmente a emissividade aumenta com a humidade, entre 0,88 nos solos secos e 0,94 nos húmidos. A água apresenta os valores mais elevados, entre 0,97 em lagos até 1,0 para a água no estado mais puro (VAN DE GRIEND et al., 1993).

Qualquer corpo à superfície, com uma emissividade diferente de 1, emite apenas uma parte da energia que recebe. Se não considerarmos a influência da atmosfera, o sinal medido pelo sensor do satélite contém uma mistura de radiação reflectida e emitida pela superfície. A parte da energia reflectida é negligenciável entre 8 e 13 μm , mas corresponde até 50% do sinal medido pelo sensor na janela entre 3 e 7 μm .

Outro factor a ter em conta, no sinal medido pelos satélites, é a interferência da atmosfera. A relação entre a radiância reflectida ou emitida pelas superfícies e a reflectância medida pelos sensores dos satélites é bastante complexa. Em primeiro lugar, porque a radiância emitida pela superfície terrestre tem de atravessar a atmosfera até chegar ao sensor. Na sua trajectória até ao satélite, a energia electromagnética pode ser absorvida e dispersa pelos gases e aerossóis existentes na atmosfera. A atmosfera também emite energia, em função da sua temperatura, que pode chegar ao sensor directamente (d direcção ascendente) ou através da sua componente descendente, que é reflectida pela superfície, contribuindo assim, nos dois casos, para o sinal medido pelo sensor do satélite (VOGT, 1996).

Para além dos efeitos da atmosfera, a radiância que é medida tem de atravessar as várias componentes ópticas dos sensores e sofre amplificações eléctricas nos circuitos dos aparelhos, o que poderá degradar, com o tempo, a qualidade dos dados obtidos. As imagens obtidas pelos sistemas a bordo dos satélites podem também ser distorcidas geometricamente pelas componentes ópticas e pelo superfície esférica terrestre. Por todos estes motivos, a informação que chega às estações de recepção terrestres deve ser calibrada, pre-processada e corrigida, antes de ser utilizada (WILKINSON, 1990).

Pela inversão da lei da radiação de Plank (equação 7.6) pode obter-se a temperatura equivalente à do corpo negro com as mesmas características de radiância do objecto medido. Esta temperatura é denominada temperatura de brilho (*brightness temperature*), por vezes designada por temperatura aparente. Esta temperatura não é corrigida da influência da atmosfera nem da emissividade da superfície, podendo divergir em alguns graus da temperatura de superfície real (VOGT, 1996). Vários métodos para obter as temperaturas de superfície serão abordados no próximo capítulo.

3. PRINCIPAIS SATÉLITES METEOROLÓGICOS OU COM SENSORES DE IV TÉRMICO

Um historial de todos os sistemas que incluem sensores térmicos, ou que detectam parâmetros físicos com interesse para a climatologia, seria um trabalho infundável de compilação de características técnicas, com pouco interesse para este trabalho. Apenas são mencionadas algumas etapas na observação dos climas da Terra a partir de sensores a bordo de satélites. É também interessante conhecer a evolução que acompanhou este tipo de tecnologias, para melhor interpretar a informação que se utiliza nos estudos de climatologia.

As primeiras experiências em detecção remota remontam à segunda metade do século XIX, quando se realizaram as primeiras fotografias aéreas. Foi em 1858 que o fotógrafo parisiense GASPARD FELIX TOURNACHON, conhecido por NADAR, obteve a primeira fotografia aérea a partir de um balão que sobrevoou a região de Bièvre (em França), a 80 m de altitude.

No final dos anos 40 do século XX, os países tecnologicamente mais avançados desenvolveram o conhecimento e as técnicas de detecção remota no infravermelho próximo, exclusivamente para fins militares (visão nocturna, controlo de mísseis, etc.). Mas os conhecimentos e as tecnologias avançaram de tal modo que não tardou a tornar-se economicamente viável noutras actividades humanas.

Os sistemas meteorológicos de detecção remota começaram a enviar regularmente imagens da Terra e da atmosfera no início da década de sessenta. Desenhados especificamente para ajudar as previsões meteorológicas, os sensores

meteorológicos sempre tiveram uma resolução mais grosseira que os restantes sensores. Têm a vantagem de serem sistemas globais de observação da Terra e da atmosfera, com uma alta resolução temporal.

Vários satélites experimentais transportaram sensores térmicos: os da série NIMBUS (NASA), foram usados para testar técnicas de recolha de parâmetros ambientais, tendo-se iniciado o programa em Agosto de 1964. Em 1969, o NIMBUS 3 incorporou sensores IV térmicos e em 1978 foi lançado o último da geração (7); O satélite SEASAT, que apenas esteve no activo entre Julho e Outubro de 1978, estava destinado a sondar a superfície dos oceanos. Para além de outros canais, nomeadamente no visível e micro-ondas, estava munido de sensores IV térmico. Ainda em 1972 surge outro scanner multiespectral (s-192) a bordo do SKYLAB que adquiria imagens diurnas num canal térmico (10,2-12,5 μ m) com a óptima resolução de 79 m.

O programa SMS/GOES (*Synchronous Meteorological Satellites/Geostationary Operational Environmental Satellites*), iniciado em 1975 envolve uma rede global de satélites meteorológicos, espaçados cerca de 70° de Longitude, que orbitam a Terra a uma altitude aproximada de 35 800 km, sincronizados com a rotação do Equador. A vantagem destes satélites é a de captar um disco hemisférico da Terra duas vezes por hora.

Convencidos pelo programa espacial americano, os meteorologistas europeus decidiram iniciar um programa semelhante. Em 1977 era lançado pela França o programa METEOSAT (posteriormente o programa operacional passaria para a Agência Espacial Europeia). Continha dois canais adjacentes do visível (0,5 e 0,9) e dois no infravermelho, o primeiro entre 5,7 e 7,1 μ m e o segundo entre 10,5 e 12,5 μ m. A resolução variava entre 5 km (térmico) e 2,5 km (no visível). Devido à curvatura da Terra esta resolução desce para 4,5 km nos bordos da imagem. A sua fraca resolução é uma das suas principais desvantagens para o estudo dos climas locais, embora a sua principal função seja cumprida (previsão meteorológica).

Em 1978, era iniciada pela NASA a missão HCMM (*Heat Capacity Mapping Mission*), que foi uma das que primeiro contribuíram para a modelação dos processos térmicos na superfície terrestre. Lançado em Abril de 1978, transportava um radiómetro

que adquiria informação em duas bandas espectrais: uma de 0,5 a 1,1 μm e outra entre 10,5 e 12,5 μm . A resolução era de 600 m no nadir, no canal IV, e 500 m no visível. A sua órbita heliossíncrona e quase polar a 620 km de altitude, tinha passagens duas vezes por dia, perto das horas das temperaturas máximas e mínimas da superfície. Apenas 5 estações de recepção terrestres cobriam parte dos EUA, Europa e Austrália. Dois anos depois terminou a sua missão.

Entre os sensores mais utilizados contam-se, sem dúvida, os que têm operado a bordo dos satélites NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), POES (*Polar Orbiting Environmental Satellites*). Concebido para fins meteorológicos, foi lançado pela primeira vez em 1970. A partir de 1978 incluíram o sensor de varrimento multiespectral AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), cujos dados foram e continuam a ser usados em variadíssimas áreas de ciências da terra e do espaço. Estes satélite efectua 14 órbitas à volta da Terra, por dia, a uma altitude média de 833 km, com uma resolução de 1,1 km no nadir e 6 km nos bordos laterais da imagem. Actualmente o NOAA 17 AVHRR/3 (lançado em Junho de 2002) recolhe imagens de todo o globo em seis canais espectrais: um no visível (canal 1 de 0,580 a 0,68 μm); dois no IV próximo (canal 2 de 0,725 a 1,00 e canal 3A de 1,58 a 1,64 μm); um no IV médio (canal 3B de 3,55 a 3,93 μm); e dois no IV térmico (canal 4 de 10,3 a 11,3 e canal 5 de 11,5 a 12,5 μm). Estes geração de satélites transporta ainda uma série de instrumentos que sondam a atmosfera e elaboram perfis de humidade, temperatura, ozono, etc. Apesar de não ser o ideal nos estudos de climatologia local, o sistema AVHRR oferece diversas potencialidades, porque cobre, espacial e temporalmente, grandes áreas terrestres com características espectrais adequadas a muitas aplicações. O seu baixo custo, a disponibilidade de grandes séries de dados e o sua fácil obtenção, são igualmente factores que tornam os seus dados talvez os mais utilizados em várias disciplinas associadas às ciências da terra e do espaço (D'SOUZA et al., 1996).

Sejam geossíncronos ou heliossíncronos, os satélites meteorológicos têm em comum uma resolução bastante baixa, devido à elevada altitude a que operam. Sem função de apoio à meteorologia, existe outra categoria de satélites cuja resolução é muito maior e que pretende medir grandezas físicas como a temperatura da superfície. Em 1968 foi lançado um programa de sucesso (ERTS 1 *Earth Resources Technology*

Satellite) que previa o lançamento do primeiro satélite comercial para o espaço. Em 1972 foi substituído pelo programa LANDSAT. Mas só em 1978 o LANDSAT 3 (MSS – *Multi Spectral Scanner*) passou a incluir uma banda térmica (10,4 μ m a 12,6 μ m). Este sensor deixou de operar por causa de uma anomalia no final de 1980, sendo lançado em 1982 o LANDSAT 4 que passou a transportar um scanner multiespectral avançado, o TM (*Thematic Mapper*). Para além das bandas do visível e do infravermelho próximo, o TM possuía um canal térmico (10,4-12,5 μ m), com a melhor resolução até então alcançado por um satélite (120 m). Actualmente a nova geração LANDSAT 7 ETM + (lançado em 1999) possui um canal térmico (banda 6) com uma resolução espacial de 60 m, muito aceitável para estudos de clima local. O maior inconveniente das suas imagens é ter um tempo de passagem sobre o Equador entre as 10:00 e as 10:15 (tempo local). Mais pormenores sobre a geração de satélites LANDSAT serão dados no CAPÍTULO 9.

A *U. S. Air Force* também tem o seu programa de satélites meteorológicos chamado DMSP (*Defense Meteorological Satellite Program*). Os dados têm sido cedidos para fins civis desde 1973. Os sensores produzem imagens no visível e no IV próximo (0,4 a 1,1 μ m) e no IV térmico (8 a 13 μ m). A sua órbita polar heliosíncrona permite obter imagens diurnas e nocturnas com uma resolução de 3 km. Seria apenas mais uma referência, se não fosse a sua capacidade de obter imagens nocturnas no visível, através de amplificação do sinal em condições de baixa luminosidade. Esta capacidade, durante a noite, permite avaliar a área de ocupação humana especialmente através das luzes produzidas nas cidades (também chamada “pluma luminosa urbana”). Alguns autores têm utilizado esta informação para determinar a intensidade da ilha de calor urbano (GALLO e OWEN, 1998). Será um tipo de informação a explorar em futuros trabalhos.

Novas missões têm proliferado nos últimos anos. Para além das novas gerações NOAA AVHRR e LANDSAT 7, têm sido lançados novos satélites que transportam sensores que trarão novos produtos para determinar o conteúdo em vapor de água e propriedades ópticas da atmosfera, aerossóis, propriedades físicas e radiativas das nuvens, temperaturas de superfície da Terra e dos oceanos, índices de vegetação, etc. Como exemplos referem-se os da nova geração de satélites da NASA (ASTER e

TERRA, lançados em 1999 e AQUA em 2002) e os europeus ERS 2 (1995) e ENVISAT (2002), que transportam vários instrumentos, cada um especializado em obter informação específica, de modo que se tornaram verdadeiramente multitemáticos. Também a Índia (com o programa INSAT), o Japão (GMS-5) e a Rússia (GOMS) têm os seus programas aeroespaciais em expansão⁴². Estamos a presenciar uma nova corrida às “estrelas”, desta vez por uma boa causa: a observação e monitorização da Terra e dos problemas ambientais. Esperemos que, num futuro próximo, as novas gerações de satélite combinem duas condições essenciais para os estudos de climatologia local e que até agora têm faltado: grande resolução espacial (abaixo dos 50 m) e boa repetição temporal (com passagens, pelo menos, duas vezes por dia).

4. ESTUDOS DE CLIMATOLOGIA COM IMAGENS DE SATÉLITE EM PORTUGAL.

Quinze anos depois do lançamento do primeiro satélite artificial meteorológico americano que obtinha imagens da Terra (TIROS 1 - *Television Infrared Observation Satellite*), surge um dos primeiros textos geográficos em que se mostrava o interesse que poderia ter a tecnologia associada aos satélites, nos estudos climáticos em Portugal. “*L’étude de la climatologie d’après les satellites est encore dans l’enfance. De nouvelles méthodes d’analyse et de présentation des données doivent être imaginées et progressivement améliorées pour permettre de tirer le meilleur parti des potentialités d’un instrument d’observation d’une puissance et d’une généralité absolument révolutionnaires*” (DAVEAU, 1975). Esta tecnologia, era um domínio bastante promissor nos estudos geográficos, sobretudo através das imagens fornecidas pelos satélites meteorológicos que tinham a grande vantagem de apresentarem grande homogeneidade espacial. O seu grau de resolução (alguns quilómetros) ficava abaixo do desejável para a caracterização do clima local, mas as imagens permitiram consideráveis progressos no conhecimento dos aspectos e mecanismos do clima, dependentes das vastas unidades que são as massas de ar e os grandes conjuntos geográficos (DAVEAU, 1976). Neste trabalho publicado no primeiro “Seminário sobre detecção remota e sua aplicação ao

⁴² Pode-se obter uma referência bastante completa e actualizada de todos os satélites e sensores através do CEOS *Yearbook (Committee on Earth Observations Satellites)* em www.ceos.org.

estudo dos recursos naturais e às actividades do Homem”, a autora enumera as características, vantagens e limitações das imagens ERTS (*Earth Resources Technology Satellite*⁴³). Faz acompanhar estas preciosas informações (ainda hoje válidas em certos aspectos) com a análise de duas imagens, uma de Inverno e outra de Verão, onde são descritos os primeiros fenómenos climáticos observados em Portugal através de imagens de satélite. Concluía que “as imagens ERTS parecem constituir um instrumento muito válido para o progresso da Climatologia regional, ramo da ciência que tinha ficado atrasada pela pouca adaptação escalar da documentação [até então] disponível”.

Apesar de não se dedicar ao estudo da Climatologia, M. E. MOREIRA também divulga estas “novas tecnologias” e os seus métodos, acabando por dar um contributo decisivo na área da detecção remota aplicada ao ambiente geográfico natural (MOREIRA, 1976; 1977; 1986; 1995, só para citar alguns trabalhos).

Esta primeira fase de estudos é caracterizada sobretudo pela divulgação das metodologias e potencialidades das imagens de satélite, que começavam a ser vistas com outros olhos, com a euforia da corrida ao espaço, que entretanto estava no seu auge.

Os primeiros trabalhos estimulam os investigadores a procurar oportunidades em laboratórios nacionais e internacionais com capacidade de aquisição e tratamento das imagens. S. DAVEAU e D. B. FERREIRA deslocam-se ao ORSTOM - “*Bureau de Télédétection de l’Office National de la Recherche Scientifique et Technique d’Outre-Mer*” em França e M. E. MOREIRA, através de um convénio entre o Centro de Estudos Geográficos (CEG) e o Laboratório Nacional de Engenharia Civil (LNEC), encontra uma parceria que lhe permite estudar, a partir de imagens LANDSAT, várias zonas húmidas.

Este período de aprendizagem para os geógrafos portugueses culminaria na colecção “Cadernos de Teledetecção”, publicados pelo Centro de Estudos Geográficos (DAVEAU, 1980 a, b e c; FERREIRA, 1980, 1981). Nessa fase são analisadas visualmente imagens Landsat, Meteosat e HCMM (*Heat Capacity Mapping Mission*).

⁴³ O primeiro satélite foi lançado 1972 pela NASA e posteriormente renomeado *Land Remote-Sensing*

Os conhecimentos adquiridos dão lugar ao primeiro Seminário de Teledetecção, inserido na Licenciatura de Geografia da Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa e são elaborados textos de apoio ao ensino da detecção remota (DAVEAU, 1981).

Surgem as primeira referências ao clima da região de Lisboa (DAVEAU, 1980), embora ainda não se observe a influência da cidade, sendo os estudos de cariz puramente regional. São, no entanto, de uma riqueza de informação tal que permitem observar particularidades do clima de Portugal, nunca antes documentados. Foram estas publicações que serviram, ainda que sob a forma de iniciação, de primeiro contacto que tivemos com a detecção remota.

Seguem-se-lhes outros estudos com uma menor componente divulgadora, mas que permitiram grandes avanços nos conhecimentos sobre o clima da Península Ibérica, tirando partido das imagens nos canais visíveis e infravermelho térmico. São observados contrastes térmicos, tipos de cobertura florestal, áreas cobertas de neve, etc., sempre acompanhados de uma interpretação “clássica” do clima, com recurso a sondagens aerológicas, cartas meteorológicas e dados de superfície. É uma Geografia Física renovada pelas novas tecnologias, mas ainda qualitativamente descritiva e baseada em estudos de caso (DAVEAU, 1982, 1988 a e b).

Muitas das técnicas ainda hoje utilizadas para o melhoramento das imagens, classificação e obtenção de índices de vegetação são descritas nestes trabalhos (MOREIRA, 1989; MOREIRA et al., 1989). No entanto, esta fase muito produtiva de trabalho parece ter entrado em “*stand by*” no final da década de oitenta. SUZANNE DAVEAU antecipa os principais problemas que se levantariam, mais tarde, na década de noventa e que levaram os investigadores a “suspender” tão promissora técnica de análise: “*L’acquisition des enregistrements de satellites n’est pas facile. Même dans le cas des données Landsat dont la diffusion n’était soumise à aucune restriction et dont le prix de vente était fixé très bas, ce sont des efforts persistants qui devaient être déployés par un particulier ou par un petit centre de recherche isolé pour parvenir à les acheter. Quant aux produits des autres satellites, ils ne sont le plus souvent diffusés que sur convention. Les images [...] analysées ont été obtenues, [...], d’une façon indirecte et grâce à la générosité individuelle des responsables des organismes qui les détenaient. Il*

Satellite (LANDSAT).

s'agit là d'un problème grave, qui peut freiner considérablement la recherche dans un domaine encore en phase exploratoire. [...] Il ne s'agit d'ailleurs pas seulement d'une difficulté d'accès aux documents à traiter, mais aussi aux techniques et instruments permettant le traitement et, même, aux indispensables «données de référence» qui ne sont actuellement fournies par certains organismes". Neste texto crítico antevê-se a dificuldade que se viria a sentir para a continuação da investigação, não só devido à difícil aquisição de imagens, mas sobretudo ao seu tratamento por causa da inexistência dos meios computacionais necessários.

O aparecimento de programas de tratamento de imagens pouco dispendiosos, a banalização dos computadores pessoais e o advento da *Internet* foram três factores que determinaram a renovação do interesse na utilização de imagens de satélite nos estudos de Climatologia em Portugal. O encontro de investigadores do Centro de Estudos Geográficos e do Instituto de Geografia da Universidade de Berna, na Suíça (através do Professor Wanner e do Dr. Baumgartner), no início dos anos noventa, originou uma parceria da qual resultou a minha participação no "*2nd Snowmelt Runoff Model (SRM) Workshop*", que se realizou no referido instituto. Apesar do tema em si não estar directamente relacionado com o trabalho que posteriormente desenvolvi, permitiram-me ter contacto com os métodos e técnicas necessários ao tratamento de imagens de satélite. Foram-nos cedidas algumas imagens NOAA AVHRR recolhidas através da antena do Instituto de Geografia de Berna, que foram posteriormente tratadas, já com uma das primeiras versões do *software* Idrisi. Dessa parceria resultou um pequeno estudo sobre os padrões térmicos em Portugal, em colaboração com um dos investigadores Suíços (ALCOFORADO et al., 1995). A análise já não era simplesmente qualitativa, tendo-se ensaiado a primeira correlação entre os padrões da temperatura do ar e da superfície. Mais tarde, em 1995 em Marburg, na Alemanha, tratei as primeiras imagens térmicas de Lisboa do satélite LANDSAT 5, sob a coordenação do Prof. WILFRIED ENDLICHER. Relacionado com o meu objecto de estudo – a cidade, é realizado anualmente um encontro de detecção remota em meio urbano, no qual já participei com uma modesta contribuição (LOPES et al., 2001). Nele tive oportunidade de debater muitas das questões que, nos próximos capítulos, irão ser espostas.

Foram estes os meus primeiros passos no domínio do conjunto de técnicas que

permitiram chegar aos resultados que apresento nos próximos dois capítulos, e que marcaram esta nova fase no interesse da aplicação das imagens de satélite ao clima de Portugal.

As novas tecnologias parecem ser “contagiantes” e outro investigador do CEG (MARCELO FRAGOSO) também se iniciou nos estudos da detecção remota, aplicando os seus conhecimentos na identificação dos sistemas pluviogénicos. Primeiro as imagens de RADAR (*Radio Detection and Ranging*) meteorológico (FRAGOSO, 1996), depois de um estágio na *Université des Sciences et Technologies de Lille*, e no *Centre International de l’Eau* em Nancy, na França. Também as chuvas torrenciais seriam estudadas por este autor através de imagens METEOSAT e NOAA (FRAGOSO, 1999). Actualmente prepara uma Tese de Doutoramento (em fase de conclusão), tendo utilizado imagens de RADAR meteorológico para reconstituir campos pluviométricos associados a alguns eventos chuvosos torrenciais e imagens METEOSAT (Visível, Vapor de água e Infra Vermelho), para analisar a evolução de sistemas nebulosos de tipo convectivo e identificar sistemas de meso-escala, através da classificação das temperaturas do topo das nuvens. Esperemos que esta terceira fase de estudos prossiga com os esperados avanços tecnológicos e traga novas formas de observação dos fenómenos climáticos.

Não se pretendendo fazer aqui o historial das aplicações da detecção remota à Climatologia de Portugal, apenas se citam outros trabalhos fora do Centro de Estudos Geográficos de que se dá conhecimento. É o caso do Departamento de Física da Universidade de Évora, que tem publicado vários trabalhos nesta área. Citam-se, por exemplo, os estudos de M. COSTA e A. SILVA sobre a avaliação do albedo e das temperaturas de superfície (COSTA et al., 1998) e numerosos trabalhos sobre a presença dos aerossóis na atmosfera. Uma vasta lista destes trabalhos pode ser encontrada no sítio *Internet* da Universidade de Évora (www.cge.uevora.pt).

Estão lançadas as bases para uma nova fase nos estudos de Climatologia com recurso a imagens de satélite. Para isso, poderá contribuir a disciplina de “Teledetecção” na recente variante de Cartografia e Sistemas de Informação Geográfica na Licenciatura de Geografia, que funciona pela terceira vez no ano lectivo de 2003/2004. Nela se poderá, e deverá, criar o gosto pela observação da Terra e da Atmosfera a partir do

espaço, tendo em conta o futuro promissor da disciplina no mercado de trabalho e na investigação, que espera os futuros licenciados em Geografia. Não abandonando a análise rigorosa da observação directa dos fenómenos na tradição da foto-interpretação, nela poderão ser ministrados os ensinamentos que permitem criar novos modelos para a estimação de grandezas atmosféricas.

No campo da climatologia urbana devemos continuar a centrar a nossa atenção nos seguintes aspectos:

- a) Continuar a procurar o melhor método de representação do volume da cidade, sendo portanto necessário utilizar imagens de grande resolução espacial. Os mapas de ocupação do solo obtidos com classificações automáticas (assistidas ou outras), representam unidades bidimensionais que não incluem a volumetria da cidade e portanto não se adequam completamente aos estudos do clima urbano. Isto porque as variáveis atmosféricas não respondem só à capacidade térmica e energética das superfícies, mas sobretudo dos volumes.
- b) Explorar os novos sistemas de satélites que possuam canais térmicos de maior resolução temporal e espacial.
- c) Operacionalizar, através de *software* criado especificamente para o efeito, todo o conjunto de procedimentos para a obtenção das grandezas físicas necessárias (albedo, temperaturas de superfície e restantes termos a incluir no balanço radiativo das superfícies). Só com este procedimento se poderá aumentar o número de casos estudados e criar bases de dados verdadeiramente climáticos.
- d) Continuar o esforço de sintetizar os resultados em mapas de média e grande escala, de modo a que a informação seja facilmente utilizada por técnicos e decisores. Só assim fará sentido a aplicação que se pretende dar aos conhecimentos adquiridos.

CAPÍTULO 8

A ILHA DE CALOR URBANO DE SUPERFÍCIE DE LISBOA

1. AS ILHAS DE CALOR URBANO: PERSPECTIVAS SEGUNDO AS ESCALAS DE ANÁLISE

A ilha de calor urbano (ICU), segundo OKE (1995), é o exemplo mais evidente de mudança climática provocada inadvertidamente pelo homem. Tem sido um dos temas de climatologia urbana mais abordado nos últimos anos, porque ocorre praticamente em todas as cidades do Mundo. É vista por uns como uma potencialidade, porque a temperatura na cidade não diminui tanto, evitando o consumo excessivo de energia no Inverno e, por outros, como uma limitação nos locais onde o consumo de energia suplementar na refrigeração dos ambientes tem custos elevados. Uma contradição aparente que tem de ser observada à escala local.

ARNFIELD (2003) publicou recentemente um estudo revendo os artigos mais importantes das duas últimas décadas sobre climatologia urbana, em língua Inglesa. Nessa revisão, o autor dá-nos conta dos variadíssimos exemplos de estudos em climas equatoriais, tropicais, subtropicais, desérticos, de montanha, mediterrâneos, até às cidades de altas latitudes. Em todas elas, se provou existirem ilhas de calor urbano, embora algumas com características muito diversas. Essa distinção é devida, obviamente, às diferenças climáticas e às condições locais como a posição topográfica,

proximidade do mar, ou de outra grande massa de água, tipo e dimensão da cidade, etc. Mas há outro conjunto muito importante de factores, que determinam que não haja uma concordância de resultados, que decorre da própria definição de ICU, da forma como se aborda o problema, da escala de análise e da extensão tridimensional e temporal dos padrões térmicos.

Na sua definição tradicional, este termo, que aparece na literatura científica de língua inglesa no final dos anos 50 do século XX⁴⁴ (LANDSBERG, 1981), sugere a existência de uma cidade “quente” rodeada pelo campo mais fresco e corresponde a uma integração da totalidade dos microclimas originados pela urbanização. Para quantificar a intensidade ou magnitude da ICU, generalizou-se a expressão ΔT_{u-r} , como sendo a máxima diferença de temperatura entre as áreas urbanizadas e rurais ou, sendo mais preciso, as diferenças entre a temperatura registada no local mais quente da cidade, num dado momento e a temperatura mais baixa de todos os locais com características rurais que envolvem a cidade, registada à mesma hora (vários autores citados por ALCOFORADO, 1992). Todas as definições são, no entanto, pouco precisas e propícias à confusão entre as escalas local e microclimática.

OKE (1995) apresenta uma clarificação dos conceitos, escalas e formas de abordagem ao estudo das ICU, que importa aqui salientar. As ICU podem resultar:

- a) Das diferenças de temperatura do solo, da superfície e do ar. Estando relacionadas entre si, têm processos físicos, génese, e dinâmicas temporais bastante distintas. As ilhas de calor observadas a partir de registos térmicos do ar são mais intensas durante a noite, podendo mesmo ser negativas durante o dia (neste casos são ilhas de frescura), enquanto as da superfície (ICU_{sup}) são geralmente mais intensas durante o dia. No entanto, há casos em que têm um comportamento semelhante à ilha de calor do ar.
- b) Da comparação entre as temperaturas do ar medidas abaixo (atmosfera urbana inferior - *urban canopy layer*) e acima do nível dos telhados (atmosfera urbana superior - *urban boundary layer*). Estão intimamente relacionadas entre si mas também possuem magnitude e processos distintos.

⁴⁴ Embora Luke Howard tenha obtido as primeiras evidências da ICU no final do séc. XIX, em Londres.

As primeiras podem ser observadas a partir de medições da temperaturas do ar em estações meteorológicas padronizadas sobre superfícies relvadas, ou em estações não estandardizadas para medir especificamente a temperatura do ar nas ruas ou nos telhados dos edifícios. Outro método frequente é efectuar perfis de temperatura com registos obtidos em aparelhos montados em viaturas automóveis. A importância do estudo das características da atmosfera urbana inferior e da determinação dos parâmetros do conforto humano parece óbvia, pois é aí que residem e trabalham a maior parte dos habitantes (ALCOFORADO, 1992).

Acima dos nível dos telhados registam-se valores da temperatura do ar a várias alturas com aparelhos fixos em torres, ou através de perfis com os aparelhos lançados em balões ou aeronaves.

- c) De diferentes esquemas de amostragem das temperaturas e plataformas de observação. Por exemplo um perfil de temperaturas feito a partir de medições itinerantes de automóvel é um esqueleto das temperaturas na atmosfera urbana inferior, representativa dos canhões urbanos e das ruas, mas é diferente das temperaturas registadas numa rede de pontos de observação localizados em espaços urbanos abertos.

Neste trabalho a ilha de calor (ICU_{sup}) é definida pelas temperaturas das superfícies estimadas a partir de imagens de satélite NOAA-AVHRR, referidas por *Land Surface Temperatures*. Sobre a sua natureza e utilização se dá conta mais adiante.

2. A ILHAS DE CALOR DE LISBOA MEDIDA COM A TEMPERATURA DO AR A 2 M DO SOLO

Os primeiros estudos dedicados exclusivamente ao clima de Lisboa remontam ao princípio do século XX, depois de algumas medições pontuais efectuadas por M. FRANZINI (1816-1856). SOUSA MACHADO, ao analisar as variações seculares da temperatura em Lisboa, é o primeiro autor a referir-se à ilha de calor de Lisboa nos anos setenta. Em 1982, A. de AZEVEDO conclui que a ICU detectada por S. MACHADO se

prolonga para noroeste, para Odivelas, Amadora e Belas, fazendo ainda referência a Cascais no litoral ocidental Atlântico (ALCOFORADO, 1992).

Mas foi durante a década de oitenta que se iniciou o estudo aprofundado do clima de Lisboa, com a tese de M. J. ALCOFORADO “O Clima da Região de Lisboa. Vento, Insolação e Temperatura” (1988), que serviria de modelo a outros trabalhos sobre os climas urbanos noutras cidades portuguesas (MONTEIRO no Porto, em 1993; GANHO em Coimbra em 1998; ALCOFORADO E TABORDA, 1998, em Évora⁴⁵). M. J. ALCOFORADO dedica três capítulos do seu trabalho à descrição pormenorizada da ilha de calor de Lisboa em situações de Verão e Inverno, utilizando dados observados nas estações meteorológicas da rede nacional do I. M. e em campanhas de medições itinerantes, registando a temperatura do ar a cerca de 2 m do solo. Foram ainda lançados balões estabilizados para verificar a estrutura vertical da atmosfera.

A partir de dados das estações meteorológicas, a autora identificou uma anomalia positiva na cidade de cerca de 0,5 a 1,1 °C, nas temperaturas mínimas médias no Inverno, enquanto nas máximas médias não observou grandes diferenças térmicas nas estações meteorológicas dentro e fora da cidade. No Verão, a temperatura mínima média na estação do interior da cidade (Lisboa/Geofísico) é mais elevada do que no Aeroporto. Globalmente as diferenças na temperatura máxima são negativas, indicando uma cidade mais fresca no Verão. A partir de medições itinerantes de temperatura a autora conclui que a intensidade média da ilha de calor urbano de Lisboa não ultrapassa 2 a 3 °C.

Nesse estudo, são indicados os principais factores que influenciam os padrões térmicos de Lisboa, constatando a autora que a complexidade de interações entre o tecido urbano, o tipo de tempo, determinado pela nebulosidade e pela frequência e intensidade dos ventos, são os factores que mais contribuem para a configuração da ilha de calor urbano e para o aparecimento de ilhas de frescura. Nos dias de Nortada o sul da cidade, junto ao Tejo, permanece invariavelmente mais quente. Nestas situações a ilha de calor é devida ao efeito de abrigo originado pelo tecido urbano a norte e ocorre em cerca de 40 % das tardes de Verão. Nos dias em que a intensidade do vento é fraca os

⁴⁵ Um breve resumo sobre os climas urbanos destas cidades pode ser encontrado em ALCOFORADO (1998).

padrões térmicos variam constantemente. Os locais onde chega a brisa do Tejo ou do Atlântico estão mais frescos (2 a 7°C) do que o norte da cidade, onde se centra a ilha de calor (39 % das tardes de Verão). O lançamento de balões estabilizados permitiu concluir que a ilha de calor, nos bairros setentrionais da cidade, tem cerca de 400 m de espessura.

Durante as noites de Verão, observa-se um aumento da temperatura em direcção ao centro/sul da cidade. Com vento de norte, as temperaturas mais altas encontram-se nas áreas deprimidas da Baixa, sendo o vento o responsável pelo abaixamento da temperaturas nos interflúvios. Nas noites sem vento, mas com humidade elevada, os interflúvios estão mais quentes. O ar marítimo ou estuarino relativamente fresco e húmido, circula preferencialmente pelos vales ocasionando a diminuição da temperatura do ar. Nestas situações, a ilha de calor urbano tem uma forma tentacular e o litoral oriental da cidade é mais quente que o litoral sudoeste.

Nos dias de Inverno sem nebulosidade coexistem dois padrões térmico distintos: em dias de vento fraco de norte ou noroeste há um ligeiro aumento de temperatura em direcção ao centro sul da cidade (2°C). Na presença de ar frio e húmido estuarino, por vezes acompanhado com nevoeiro, são as áreas ribeirinhas as mais frias, aumentando a temperatura com a distância ao Tejo. Podem-se registar diferenças de 10 °C entre o litoral e as zonas onde o nevoeiro não chega.

Num trabalho posterior, a autora concluiu que em 78% das noites de Inverno e em 63 % das noites de Verão existe um aumento da temperatura em direcção ao centro/sul da cidade (ALCOFORADO E ANDRADE, 2003). A interpretação de uma termografia da parte oriental de Lisboa numa noite de Inverno (ALCOFORADO, 1985) e, posteriormente, um estudo sobre um modelo de estimação de temperaturas em meio urbano com um SIG (ANDRADE E LOPES, 1985), permitiram confirmar os resultados das medições.

ALCOFORADO concluiu que a ICU é mais frequente e bem marcada durante a noite, tanto de Inverno como de Verão, não se manifestando tão nitidamente durante o dia. Nalguns sectores de grande densidade de construção na coroa periférica (por exemplo em Carnide e na Pontinha), a temperatura pode ser semelhante à da Baixa

apesar da sua distância ao centro da ICU, o que mostra que a sua génese se encontra associada aos padrões urbanos mais densos e acompanha a tendência policêntrica da área metropolitana.

3. TEMPERATURAS DE SUPERFÍCIE DERIVADAS DOS CANAIS TÉRMICOS DOS SATÉLITES NOAA-AVHRR (*LAND SURFACE TEMPERATURES - LST*)

3.1 DEFINIÇÃO E ASPECTOS METODOLÓGICOS

Neste trabalho parte-se das temperaturas de superfície estimadas a partir dos canais térmicos do satélite NOAA-AVHRR 14, para determinar a intensidade e ritmo estacional da ICU_{sup} de Lisboa, entre Agosto de 1998 e Julho de 1999. Foram utilizados dados diurnos e nocturnos, correspondentes a seis passagens diárias do satélite sobre a Península. Os dados foram inicialmente tratados pelo *Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt* (DLR). Os processos utilizados por este centro Alemão de detecção remota na transformação dos dados do satélite em temperaturas de superfície são enunciados mais adiante.

A *Land Surface Temperature* (LST), também denominada neste trabalho temperatura da superfície (T_s), é uma temperatura estimada a partir dos valores de radiância detectados pelo sensores térmicos a bordo de satélites e outras aeronaves. A LST não é uma medição física directa, mas sim uma temperatura modelizada a partir do registo do sensor. Apesar de ser diferente da temperatura da atmosfera, normalmente medida a dois metros do solo, vários estudos têm mostrado a forte correlação entre estas duas grandezas físicas. No entanto, as T_s modificam-se mais rapidamente no tempo e no espaço, porque são dependentes das características biofísicas do terreno, que variam bastante em pequenas distâncias

A T_s é um dos parâmetros chave para compreendermos o balanço energético da superfície terrestre. Controla o fluxo de energia em grande comprimento de onda para a atmosfera e depende de outros parâmetros como o albedo, a humidade da superfície e a vegetação. Conhecer a distribuição da temperatura de superfície e a sua evolução temporal é importante para uma correcta modelização dos fluxos energéticos entre a

superfície e a atmosfera (VOGT, 1996).

Extraír as temperaturas da superfície a partir de imagens no infravermelho térmico é um trabalho exigente e demorado, sobretudo se se pensar em tratar um grande conjunto de informação. No caso das temperaturas do oceano ou de outras massas líquidas, essa tarefa é menos complexa devido à fraca variabilidade dos valores da emissividade da água ($\approx 0,99$) e os algoritmos são de aplicação relativamente simples (BECKER e LI, 1990; VOGT, 1996). Segundo estes autores, a temperatura da superfície do oceano pode ser obtida com uma precisão de 1 K através de uma relação linear.

No caso dos continentes, a temperatura de superfície depende de muitos factores, como o tipo de superfície, o seu conteúdo em humidade, a textura dos solos, a rugosidade dos terrenos e a estrutura, tipo e estado fenológico da vegetação, tornando-se muito mais difícil estimar os seus valores. Essa dificuldade decorre de vários factores:

- a) A emissividade dos materiais à superfície terrestre varia consideravelmente no tempo e no espaço (tipicamente entre 0,91 e 0,98) e é dependente do canal espectral. Apesar das diferenças das emissividades espectrais nos canais 4 e 5 do AVHRR serem relativamente fracas ($<0,01$), produzem diferenças significativa nos valores finais das LST obtidas.
- b) A emissividade observada pelos sensores depende do ângulo de visão do satélite e da anisotropia da superfície.
- c) As temperaturas podem ser consideravelmente mais elevadas em Terra do que no mar. A função de PLANK, originalmente desenvolvida para as temperaturas do oceano, pode não ser absolutamente adequada para a superfície dos continentes. Por outro lado, a saturação dos sensores do AVHRR a 320 K (47°C) pode causar problemas de estimação de temperaturas em ambientes extremamente quentes.
- d) As temperaturas de superfície podem variar bastante na área coberta pelo *pixel* do sensor AVHRR (1,1 km²), não se sabendo, com precisão, que valor é realmente medido.
- e) As LST podem sofrer variações diurnas fortes, o que levanta a questão da melhor hora para a passagem do satélite e a sua representatividade no clima

desse local.

- f) Nos continentes, a temperatura atmosférica pode ser consideravelmente diferente da temperatura de superfície.
- g) Devido às diferenças de altitude, a distância entre a superfície e o sensor podem variar consideravelmente e os modelos de atenuação atmosférica, estabelecidos para uma determinada altitude, podem não ser os mais correctos para outra.

De todas as limitações expostas, a questão da emissividade espectral é a que levanta maiores problemas metodológicos, não havendo ainda uma solução totalmente satisfatória. A utilização de dados de radiossondas, que registam perfis de temperatura e humidade atmosférica (como, por exemplo, os obtidos pelo *TIROS Operational Vertical Sounder - TOVS*, a bordo dos satélites NOAA), em modelos de transmissão atmosférica, constituem tentativas que não tem dado os melhores resultados (VOGT, 1996).

As metodologias, que utilizam modelos do tipo *split window*, são as que se têm mostrado mais realistas, porque são simples e dão os resultados mais fiáveis, quando existe informação sobre a emissividade. Estes modelos são possíveis porque, desde Junho de 1981 com o NOAA-7, os sensores detectam a radiação em duas bandas relativamente próximas no espectro: canal 4 (10,30 a 11,30 μm) e canal 5 (11,50 a 12,50 μm). O princípio reside na diferença das características da transmitância⁴⁶ nestes dois canais do infravermelho térmico.

O método assenta em vários pressupostos que devem ser equacionados:

- a) Em primeiro lugar, pressupõe que as medições efectuadas nas duas amplitudes espectrais permitam expressar linearmente uma função (linearização da função de Plank).
- b) Em segundo lugar, assume-se que todas as temperaturas envolvidas (de brilho, atmosférica e de superfície) têm uma magnitude semelhante, o que permite eliminar a contribuição atmosférica na radiação que chega ao

⁴⁶ Fracção do fluxo incidente sobre um sistema que consegue atravessá-lo. É numericamente igual à soma da transmitância directa (associada à atenuação do fluxo incidente) com a transmitância difusa (PLANA-FATTORI e CABALLOS, 1997).

sensor. Este pressuposto é verdadeiro na maior parte das condições atmosféricas.

- c) O terceiro pressuposto consiste em assumir a invariância espectral da emissividade da superfície.
- d) O último pressupõe um fraco conteúdo de vapor de água na atmosfera, de modo a que haja uma relação linear entre a absorção total do vapor de água e a diferença de temperatura de brilho nos dois canais.

Este método poderá não ser o mais apropriado nas latitudes baixas onde existe uma atmosfera muito húmida e nas imagens obtidas através de elevados ângulos de visão (VOGT, 1996).

Num estudo realizado por BECKER (1987), foram estimados os erros das temperaturas de superfície, obtidas em função das diferenças das emissividades espectrais do sensor AVHRR e o desvio entre a emissividade média utilizada e a real. O autor concluiu que, para uma emissividade real de 0,96, um erro de emissividade média de 0,02 pode provocar um desvio de 1,09 K na temperatura de superfície estimada. Em casos extremos os erros podem ascender a 7 K. Outros estudos feitos para o sudeste da França mostraram que as diferenças na emissividade dos dois canais não são muito importantes naquela região, quando se trata de solos com um forte coberto vegetal. No entanto, em áreas de vegetação esparsa, ou solos nus, os erros podem ser maiores (VOGT, 1996). Os autores não fazem referências às áreas urbanas.

Existem vários algoritmos para obter as temperaturas de superfície em meio terrestre. Neste trabalho faz-se menção a dois deles: o primeiro desenvolvido por COLL et al. (1994) foi utilizado para estimar as temperaturas de superfície na Andaluzia (VOGT et al., 1997). Esta aplicação é interessante pela proximidade geográfica da área de estudo; o segundo (BEKER et al., 1990) porque foi o algoritmo aplicado pelo *Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt* (DLR) aos dados NOAA-AVHRR 14, utilizados neste trabalho.

No primeiro, as temperaturas de superfície são obtidas através da seguinte formulação:

$$T_S = T_4 + A (T_4 - T_5) + B \quad (8.1)$$

$$A = 1,0 + 0,58 (T_4 - T_5),$$

$$B = 0,51 + 40 (1 - \varepsilon) - \beta \Delta \varepsilon,$$

T_4 e T_5 e ε_4 e ε_5 são, respectivamente, as temperaturas de brilho e as emissividades espectrais nos canais 4 e

5,

$$\varepsilon = (\varepsilon_4 + \varepsilon_5) / 2$$

$$\Delta \varepsilon = (\varepsilon_4 - \varepsilon_5)$$

ε_4 e ε_5 , são os coeficientes de emissividade do canais 4 e 5

$\beta =$	50 K para as latitudes tropicais
	75 K para as latitudes médias no Verão
	150 K para as latitudes médias no Inverno

A varia em função da diferença das temperaturas de brilho e depende do conteúdo de vapor de água na atmosfera e do ângulo de vista do sensor. O seu valor varia no mesmo sentido daqueles dois parâmetros. B varia com a emissividade média da superfície, com a diferença das emissividades nos dois canais e com o coeficiente β . Este diminui com o aumento de vapor de água na atmosfera. Por causa da difícil obtenção dos valores de β e ε , o valor de B pode ser parametrizado usando o NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*). VOGT et al., (1997) apresentam valores de B obtidos empiricamente para o sul de Espanha:

$$B = 0,51 + C$$

	0 para superfícies de água.
$C =$	1,16 para áreas com $NDVI \geq 0,60$ ⁴⁷
	2,98 para solos sem vegetação ($NDVI \leq 0,15$)

O NDVI⁴⁸ é baseado na diferença dos valores entre o próximo infravermelho, caracterizado por níveis elevados de reflectância e fraca absorção das plantas verdes, e o canal vermelho, onde a reflectância espectral é baixa e dominada pela absorção (BELWARD, 1990).

$$NDVI_{AVHRR} = \frac{Canal_2 - Canal_1}{Canal_2 + Canal_1} \quad (8.2)$$

Este índice varia entre -1 e 1 e apresenta valores típicos de 0,20 para solos sem vegetação e 0,70 para áreas densamente povoadas por espécies vegetais. Os valores são mais elevados nos locais onde a biomassa vegetal é maior, indicando forte actividade fotossintética e coberto vegetal denso. As nuvens, a água e a neve surgem com valores negativos. Os solos e as rochas tem valores próximos de zero (GREENLAND, 1994). A utilização deste índice deve-se a dois motivos: primeiro porque há uma forte correlação entre os seus valores e a emissividade e, em segundo lugar, porque é facilmente derivado a partir das reflectâncias obtidas nos canais vermelho e infravermelho próximo pelos sensores a bordo de vários satélites (VAN DE GRIEND et al., 1993).

A fidelidade das temperaturas de superfície obtidas por este método depende da percentagem de coberto vegetal: erros maiores ocorrem em solos sem vegetação e menores em áreas com bastante vegetação. A precisão das temperaturas pode também variar com a estação do ano, sobretudo em áreas agrícolas, onde o estado fenológico das

⁴⁷ Segundo os autores, os limites de NDVI usados para áreas com forte vegetação e solos sem vegetação foram determinados por inspecção visual dos máximos e mínimos daquele índice durante o ano de 1992. Valores entre 1,16 e 2,98 podem ser obtidos por interpolação linear.

⁴⁸ Ver mais informações sobre este índice no CAPÍTULO 9.

culturas pode influenciar os valores obtidos em áreas costeiras e de elevada altitude (VOGT et al., 1997). Nada é referido para as áreas urbanas. No entanto por se tratarem de superfícies artificializadas, muitas vezes com pouca vegetação, podem-se esperar erros maiores.

As temperaturas de superfície difundidas pelo *Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt* (DLR), utilizadas neste trabalho, foram estimadas pelo algoritmo de BECKER e LI (1990). Trata-se também de uma técnica do tipo *split window* para corrigir a influência da atmosfera nos valores registados a bordo dos satélites NOAA.

$$T_S = A_0 + P (T_4 + T_5)/2 + M (T_4 - T_5)/2 \quad (8.3)$$

$$A_0 = 1,274$$

$$P = 1 + 0,15616 [(1-\varepsilon)/\varepsilon] - 0,482 (\Delta\varepsilon/\varepsilon^2)$$

$$M = 6,26 + 3,989 [(1-\varepsilon)/\varepsilon] + 38,33 (\Delta\varepsilon/\varepsilon^2)$$

$$\varepsilon = (\varepsilon_4 + \varepsilon_5)/2$$

$$\Delta\varepsilon = (\varepsilon_4 - \varepsilon_5)$$

ε_4 e ε_5 são coeficientes de emissividade dos canais 4 e 5.

Para determinar a emissividade das superfícies foi utilizada a formulação de VAN DE GRIEND et al (1993), em que:

$$\varepsilon_4 = 1,0094 + 0,047 \ln (\text{NDVI})$$

$$\varepsilon_5 = \varepsilon_4 + 0,01$$

O NDVI utilizado é o valor máximo composto em 10 dias, gerado pela DLR desde 1994.

3.2 VANTAGENS E LIMITAÇÕES DAS LST

Apesar do elevado número de estações nas várias redes meteorológicas nacionais, a sua densidade espacial nem sempre é suficiente para os estudos de climatologia regional e local. Os problemas da localização das estações (às vezes rodeadas por vegetação alta e edifícios, em posições topográficas pouco representativas do clima de uma região, etc.), nem sempre são fáceis de ultrapassar. A informação proveniente dos satélites NOAA-AVHRR permite, pelo contrário, obter as temperaturas da superfície com uma resolução apreciável (1,1 km), com uma ótima representatividade temporal (situações diárias, diurnas e nocturnas) e uma grande cobertura espacial. Apesar da resolução ser aceitável para a escala regional, a uma escala mais fina torna-se um factor limitativo, já que a dimensão do *pixel* é demasiado grosseiro para os estudos locais.

A cobertura de nuvens pode ser um factor limitativo da utilização das imagens porque a reflectância lida pelo sensor é a das nuvens e não do solo, mas pode traduzir-se numa vantagem se se pretender estudar a cobertura nebulosa durante um determinado período (embora seja difícil separar os tipos de nuvens e nevoeiros).

Seja qual for o método utilizado para obter as temperaturas de superfície, convém lembrar que derivam de uma modelização complexa a partir das reflectâncias medidas pelos sensores do satélite. A sua interpretação depende não só dos algoritmos que se descreveram, mas também de problemas específicos relacionados com factores orbitais dos satélites NOAA.

3.3 TRATAMENTO DOS DADOS

Até há uma década atrás, o trabalho em Climatologia com recurso a imagens de satélites, efectuado por Geógrafos, apenas era possível com o apoio de grandes laboratórios internacionais de detecção remota. Muitos dos investigadores que trouxeram o seu conhecimento e experiência para a Portugal viam-se privados da continuação dos seus estudos no nosso País, por carência de informação e meios técnicos para a tratar. Nos últimos anos, com o advento dos computadores pessoais e de

software cada vez mais acessível, foi possível começar a tratar grandes quantidades de informação proveniente de satélite. O esforço de alguns centros americanos e europeus de detecção remota em disponibilizar informação através da *Internet* a partir das suas bases de dados, permitiu aceder mais facilmente à informação necessária. Apesar dos dados disponíveis ainda não serem os ideais para estudos dos climas locais podem ser interessantes para estudos de Climatologia regional. Os dados NOAA-AVHRR são os que, nesta altura, melhor servem os objectivos desta parte da investigação porque combinam uma resolução aceitável (1,1 km) com uma repetição bi-diária.

A *Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt* (DLR) é uma das instituições que disponibilizam à comunidade científica as temperaturas de superfície para toda a Europa. A informação é facultada através do centro de dados de detecção remota (*Deutsches Fernerkundungsdatenzentrum (DFD)*) e as imagens podem ser acedidas através de um interface gráfico, que permite seleccionar o tipo de dados pretendidos (*ISIS – Intelligent Satellite Data Information System*). Esta informação tem a vantagem de ser processada antes de ser posta à disposição da comunidade científica, o que liberta os investigadores de uma infinidade de tratamentos iniciais.

a) O trabalho efectuado pela DLR

Esta instituição processa os dados originais que são recebidos na estação de recepção de Oberpfaffenhofen, na Alemanha, fase que inclui a pré-navegação automática e referenciação geográfica das imagens e a sua calibração. Segue-se a detecção das nuvens e a derivação das temperaturas de superfície através dos algoritmos de BECKER e LI (1990), para corrigir o efeito de atenuação atmosférica devido à absorção do vapor de água e de VAN DE GRIEND e OWE (1993), para estimar a emissividade das superfícies.

Finalmente, os dados são disponibilizados sob a forma de imagens LST numa projecção estereográfica, com a resolução espacial de 1,1 km e temporal bi-diária, semanal e mensal. As imagens diurnas são derivadas de três passagens consecutivas do satélite NOAA-14 e 16 e compostas com os *pixel* que apresentam o máximo NDVI. As imagens nocturnas são processadas da mesma forma, mas através da máxima LST das

três passagens nocturnas.

Os dados são transformados de 10 bits originais em 8 bits escalonados em cinzentos de 0 a 255 da seguinte maneira: o valor 0 é indexado a superfícies de água e o valor 255 é reservado para as nuvens ou ausência de dados. As LST mínimas começam em -39.5 °C e referem-se ao valor 1. A resolução radiométrica é de 0,5 °C e o valor 254 corresponde a uma LST máxima de 87 °C (<http://isis.dlr.de>). Para converter os valores escalonados de cinzentos em temperaturas de superfície utiliza-se a fórmula:

$$LST = (\text{valor de cinzento} \cdot 0,5) - 40 \quad (8.4)$$

b) Importação e processamento dos dados

A importação dos dados é efectuada através de um interface disponibilizado pela DFD (GISIS – *Graphical Interface to the Intelligent Satellite Data Information System*), que permite escolher o tipo de imagem (LST, SST, NDVI, etc.), a área de interesse e o período. Através do interface gráfico, pode-se obter informação sobre as características técnicas das imagens e seu processamento.

Depois de escolhidas as imagens, segue-se o trabalho da sua importação, que é a fase mais demorada deste processo de recolha. Para não se importar as imagens completas de toda a Europa, recolheu-se apenas a área correspondente à Península Ibérica. A projecção de origem é uma estereográfica que posteriormente se transformou num sistema de coordenadas rectangulares para poderem ser utilizadas num SIG (IDRISI v.32).

Foram recolhidas pouco menos de 700 imagens da Península Ibérica, correspondentes ao período de Agosto de 1998 a Julho de 1999. Esta série temporal tem algumas falhas de dados, por alguns dias não terem sido tratados pela DLR. Em cada imagem foi extraída uma janela correspondente à Península de Lisboa (fig. 8.1).

Como as imagens utilizadas são compostas a partir de três passagens do satélite NOAA 14, não é possível saber com exactidão a hora de cada uma. Por isso quando se refere as imagens diurnas apenas se sabe que foi obtida no período de maior

aquecimento da superfície e as nocturnas de madrugada.

4. A ILHA DE CALOR DE SUPERFÍCIE DE LISBOA

Apresentam-se os primeiros resultados das diferenças das temperaturas de superfície nocturnas ($T_{s_{noite}}$) e diurnas ($T_{s_{dia}}$), em dois locais de Lisboa: o centro da cidade, entre o Saldanha e a Baixa e o Aeroporto, por vezes designado neste trabalho por “periferia”. Quando se referem estes dois locais subentende-se uma área de 1,1 x 1,1 km, correspondente ao pixel NOAA, centrado em cada local (fig. 8.1, em baixo).

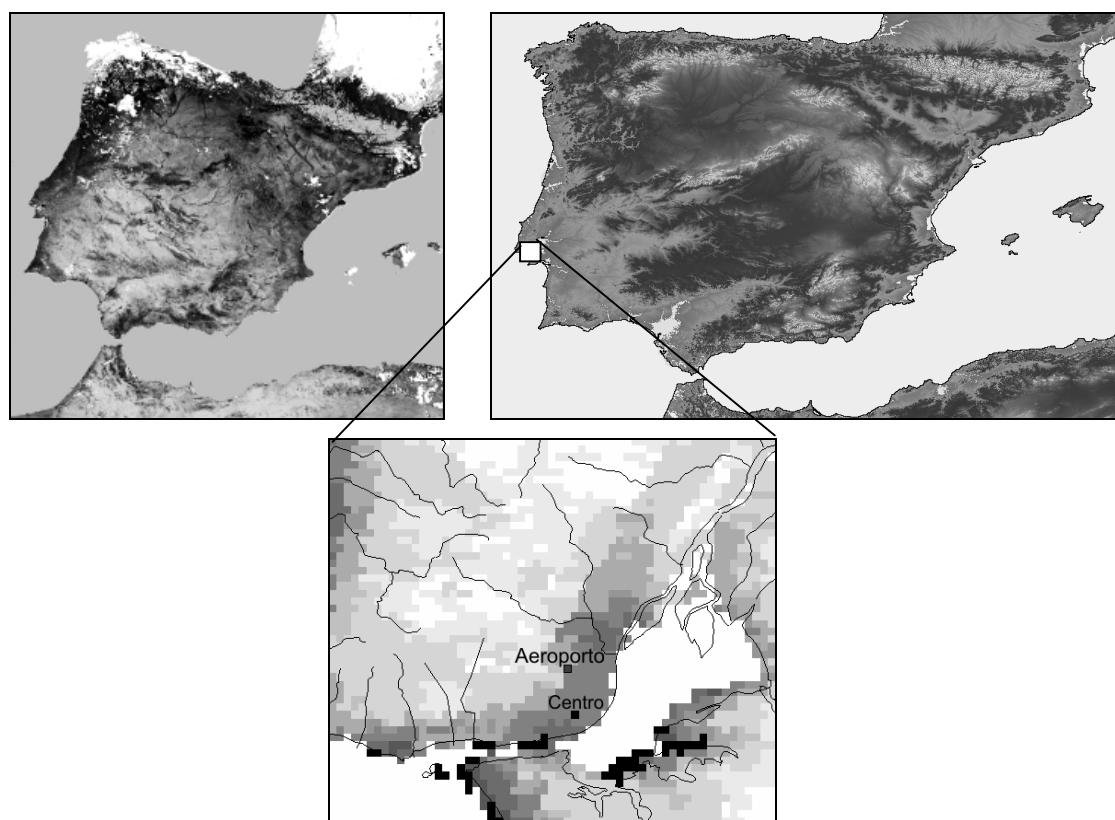


Fig. 8.1 – Três fases na importação e tratamento da informação da *Deutsches Fernerkundungsdatenzentrum* – DFD, entre Agosto de 1998 e Julho de 1999: em cima a janela contendo os dados da Península Ibérica (à esquerda a projecção original e à direita a transformação no sistema com coordenadas rectangulares). Em baixo, a janela já com as temperaturas de superfície da região de Lisboa.

Apesar do Aeroporto não ser representativo das áreas periféricas rurais (que aliás são raras na região de Lisboa), foi utilizado como estação de referência para determinar a ilha de calor de Lisboa (ALCOFORADO, 1992). Para comparação dos resultados entre a ilha de calor da atmosfera urbana inferior e da superfície, manteve-se o Aeroporto como local de referência.

Foram utilizadas 438 imagens (187 diurnas e 251 noturnas), que correspondem às situações sem nebulosidade no período estudado. A extração dos valores de T_s foi feita sistematicamente nos dois *pixel* representativos dos locais pretendidos.

4.1 AMPLITUDES ANUAIS E MENSAIS DAS TEMPERATURAS DE SUPERFÍCIE (T_s)

Não existem grandes diferenças no ritmo anual das temperaturas de superfície entre o centro da cidade e o Aeroporto (fig. 8.2). Essa diferença surge no ritmo anual das temperaturas noturnas e diurnas, em ambos os locais. Nas temperaturas noturnas, a amplitude é maior (40°C), entre o máximo absoluto de 50 °C, registado em Agosto no centro e o mínimo de 10°C em Dezembro. Nas situações noturnas a amplitude anual é bastante mais fraca (26°C), entre o máximo de 25°C em Agosto e -1°C em Dezembro.

No período mais frio do ano, entre Novembro e Fevereiro, a amplitude mensal das T_s diurnas é bastante menor nos dois locais (4 a 8 °C), quando comparadas com o período estival de 1998 e a Primavera e o início do Verão de 1999, onde no mesmo mês podem ocorrer 20 a 24 °C de diferença (por exemplo em Maio no Aeroporto, ou em Junho no centro). Durante a noite, as amplitude mensais de T_s são fracas, nunca ultrapassando 15° C em cada mês.

4.2 DIFERENÇAS NAS TEMPERATURAS DE SUPERFÍCIE (T_s) ENTRE O CENTRO DA CIDADE E O AEROPORTO

4.2.1 DIFERENÇAS DIURNAS (T_{sDIA})

Depois de extraídos e tratados os valores diurnos e noturnos de T_s , foram

calculadas as diferenças diárias entre os valores do *pixel* do centro da cidade e no Aeroporto. Quando se consideram as médias móveis de 10 dias no período diurno (fig. 8.3), essas diferenças são pouco acentuadas, especialmente no período mais frio do ano, de Outubro a Março. Na segunda quinzena de Abril há uma anomalia negativa, em que as temperaturas no centro são inferiores no Aeroporto, tendência que se inverte no final de Maio e princípio de Junho. No período mais quente do ano, entre o final de Junho e Setembro, o centro volta a ter as $T_{s_{dia}}$ inferiores ao Aeroporto.

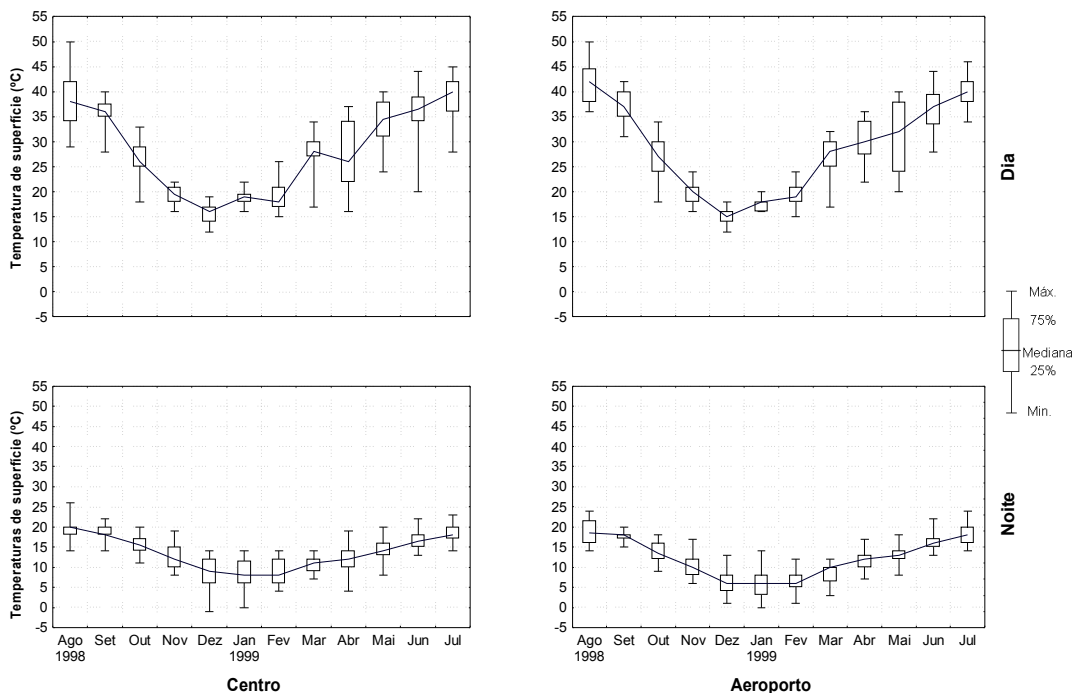


Fig. 8.2 – Ritmo anual das temperaturas de superfície (T_s) diurnas e nocturnas no centro da cidade e no Aeroporto, no período de Agosto de 1998 e Julho de 1999.

Pode-se concluir que, em termos médios, há dois comportamentos térmicos distintos nas temperaturas de superfície diurnas: no período mais frio do ano as superfícies no centro da cidade apresentam temperaturas semelhantes às estimadas no Aeroporto de Lisboa. Isto resulta de uma alternância nítida de dias mais quentes no centro outros de T_s superior no Aeroporto, mas são escassos os dias de diferenças muito acentuadas (superiores a 2°C). Há no entanto uma ligeira tendência para o norte da cidade se encontrar mais frio do que o centro (média móvel geralmente inferior a

0,5°C). Durante a Primavera as diferenças acentuam-se, ora com balanço positivo para o Aeroporto em Abril, ora verificando-se o oposto em Maio e no início de Junho. Durante os dias de Verão, as superfícies do centro da cidade encontram-se, em média, 2 a 4 °C mais frias do que na periferia, resultando numa ilha de frescura tal como acontece com a temperatura do ar ALCOFORADO (1992).

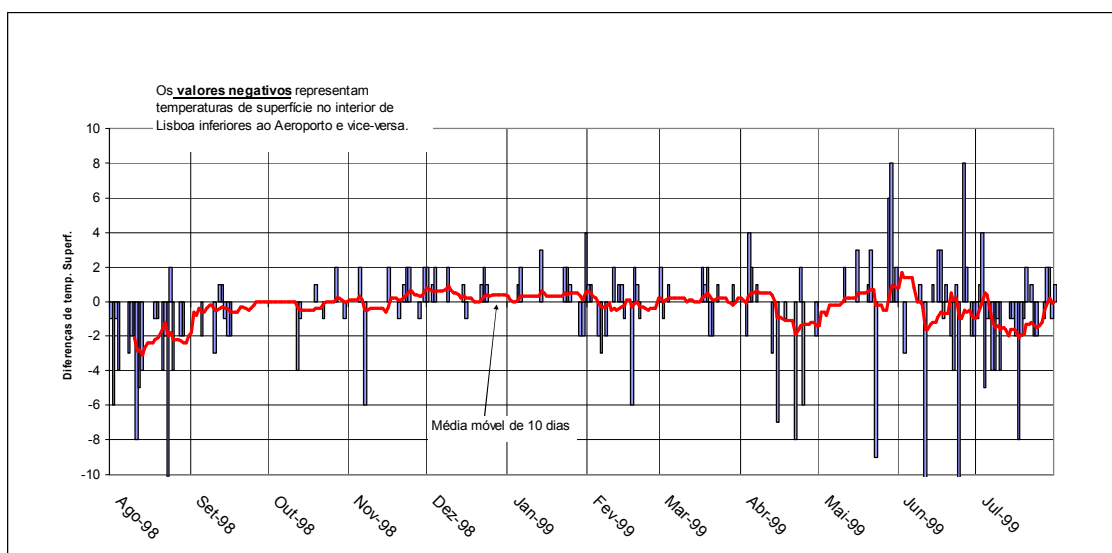


Fig. 8.3 – Diferença da temperatura de superfície diurna (TS_{dia}), entre o centro de Lisboa e o Aeroporto

4.2.2 DIFERENÇAS NOCTURNAS (TS_{NOITE})

Durante a noite, a situação é distinta da diurna. Praticamente durante todo o período estudado há uma anomalia positiva, ou seja as superfícies encontra-se normalmente mais quentes no centro da cidade. Apenas em 9 % das noites se verificou um anomalia negativa (fig. 8.4). As maiores diferenças verificaram-se entre o final de Novembro e o principio de Março, correspondendo, grosso modo, ao período mais frio do ano. No período em que há um maior aquecimento da atmosfera as diferenças nas temperaturas da superfície atenuam-se, poucas vezes excedendo $\pm 2^{\circ}\text{C}$.

Fevereiro de 1999 foi o mês onde a anomalia positiva foi muito acentuada, com um máximo de 9°C de diferença (média móvel de 4°C). Esta situação extrema será analisada mais adiante, através de vários perfis térmicos na cidade.

Este ensaio permite confirmar que, de uma forma geral, os padrões térmicos das superfícies assemelham-se aos das temperaturas do ar em Lisboa, como já tinha sido referido por ALCOFORADO (1985), numa análise efectuada a partir de uma termografia de alta resolução numa noite de Inverno.

Confirma-se a concordância entre o aumento das temperaturas mínimas médias do ar no Inverno no centro da cidade, com o aumento das temperaturas de superfície nocturnas naquele local e estação do ano. Também a anomalia negativa das temperatura máximas do ar na cidade durante o Verão, encontra correspondência nas temperaturas de superfície mais baixas

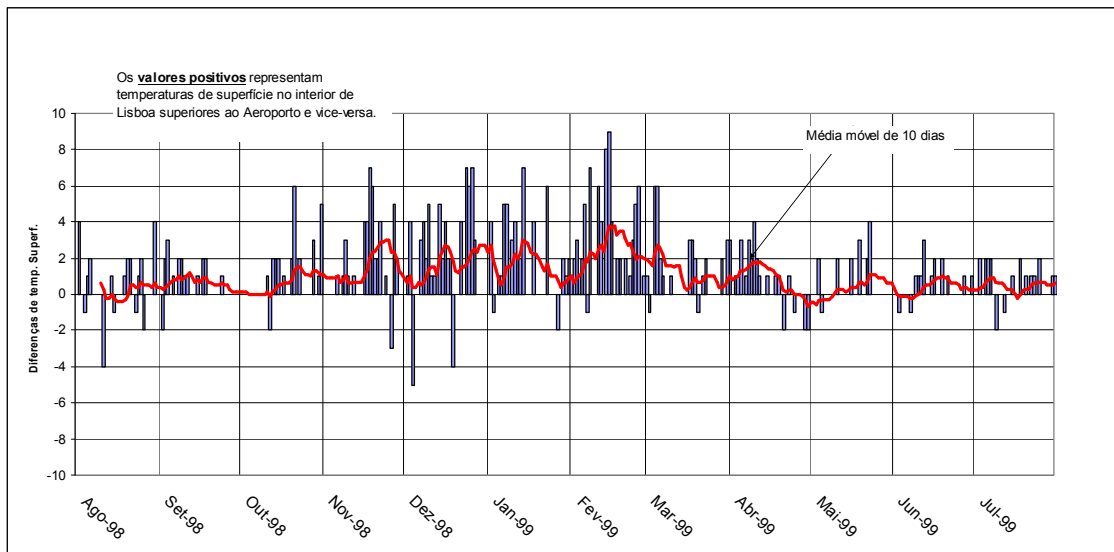


Fig. 8.4 – Diferença da temperatura de superfície nocturna (T_{snoite}), entre o centro de Lisboa e o Aeroporto

A anomalia média positiva de Inverno (cerca de 2 a 3°C), que revela uma cidade mais quente do que os arredores, característica da ilha de calor urbana, é ultrapassada pela anomalia das temperaturas de superfície. Nos três meses mais frios (Dezembro a Fevereiro), a média das T_s nocturnas foi de 3,5 °C. Esta diferença está de acordo com resultados obtidos por LÓPEZ GARCÍA et al. (1991) na cidade espanhola de Valência, embora neste caso as temperaturas de superfície sejam 1,8 a 2°C mais elevadas do que as temperaturas do ar.

Conclui-se que, no ano que se analisou, há uma forte correspondência entre os padrões e ritmos da ilha de calor do ar e da superfície.

4.2.3 ANÁLISE ESTACIONAL DAS DIFERENÇAS DE T_s ENTRE O CENTRO DA CIDADE E A PERIFERIA

Na figura 8.5 apresenta-se a frequência de dias em que a temperatura de superfície num dos locais escolhidos (centro ou Aeroporto) foi superior ao outro. No Outono e no Inverno, predominam largamente as situações em que as T_s nocturnas são superiores no centro (80 e 70% dos dias). Na Primavera inverte-se esta tendência com uma diminuição acentuada daquele valor, verificando-se um ligeiro aumento em Abril do número de noites em que a superfície do Aeroporto está mais quente do que o centro da cidade.

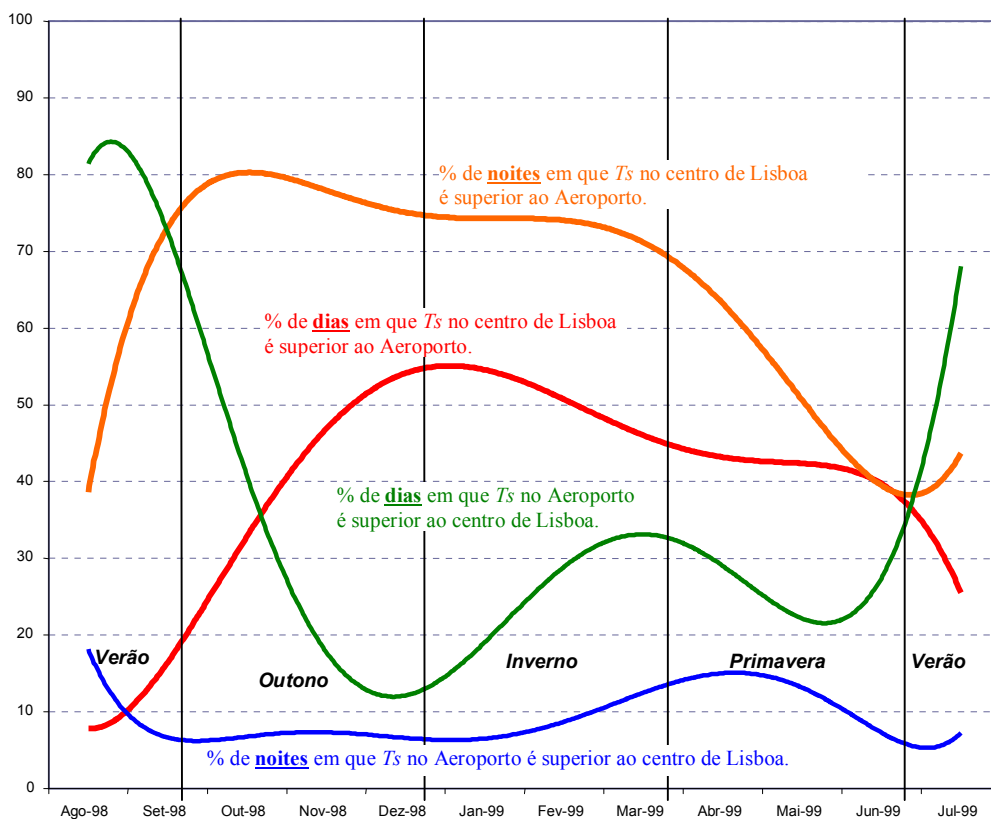


Fig. 8.5 – Ajustamentos polinomiais da frequência de dias em que as temperaturas de superfície num dos locais (centro da cidade ou Aeroporto) é superior ao outro, no período de Agosto de 1998 a Julho de 1999.

A percentagem de dias em que as superfícies do centro de Lisboa se encontram mais quentes do que o Aeroporto ocorre na época mais fria do ano, com um máximo que

ultrapassa os 50% no final do Outono, mantendo-se com frequências superiores a 40% no Inverno e na Primavera. Com alguma frequência as *Ts* diurnas no Aeroporto são superiores ao centro, com um máximo no final do Inverno em mais de 30 % dos casos observados.

No Verão estas relações alteram-se. O número de noites em que o centro de Lisboa está mais quente é muito mais baixo do que na estação fria (com um mínimo de cerca de 40 %). Durante o dia, é a periferia que frequentemente regista temperaturas mais elevadas (cerca de 80% dos casos), mostrando novamente a tendência estival para o aparecimento da ilha de frescura no tecido urbano. Esta situação mantém-se até ao início de Outubro, altura em que se retoma a maior frequência de situações propícias à ocorrência da ilha de calor de superfície em Lisboa.

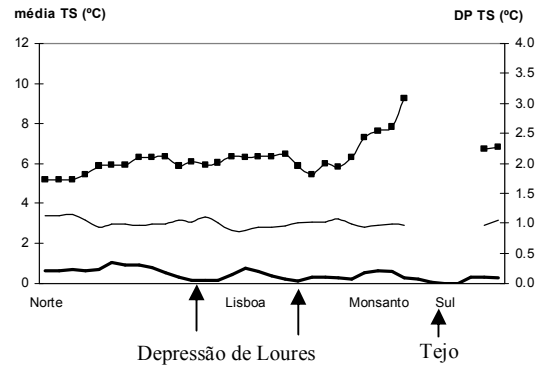
Em conclusão, pode afirmar-se que se forma regularmente uma ilha de calor urbano nocturno de superfície, especialmente durante o período mais frio do ano. São pouco frequentes as situações em que as superfícies da periferia se encontram mais quentes do que o centro da cidade. Durante o dia essa frequência é menor do que durante a noite. No Verão há uma grande diminuição do número de noites em que centro da cidade está mais quente, enquanto é mais frequente a periferia aquecer durante o dia.

4.2.4 OS PERFIS DAS TEMPERATURAS DE SUPERFÍCIE EM FEVEREIRO DE 1999

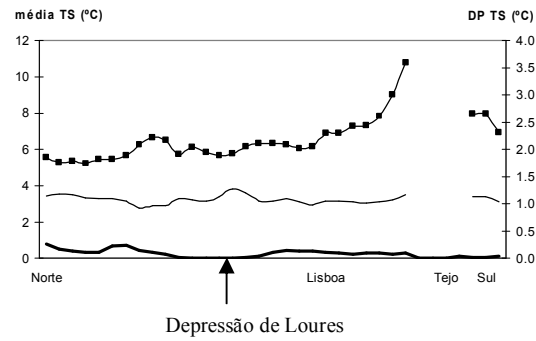
As observações da ilha de calor urbano de superfície ficaria incompleta se apenas se analisassem as características térmicas no Aeroporto e no centro da cidade. Fizeram-se três perfis térmicos que atravessam a região de Lisboa de norte para sul e dois de oeste para leste (fig. 8.6). Omitiram-se os *pixel* junto ao Tejo para evitar qualquer “contaminação” das temperaturas da água do estuário, que poderiam distorcer a análise. Escolheram-se as temperaturas de superfície nocturnas de Fevereiro de 1998 por ser o mês em que se observaram as maiores diferenças entre o centro da cidade e a periferia (fig. 8.4).

Perfil 1

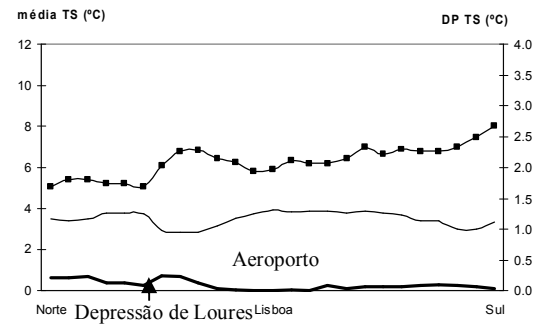
NORTE/SUL



Perfil 2

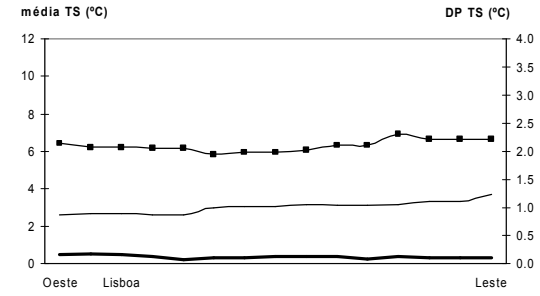


Perfil 3



Perfil 4

OESTE/LESTE



Perfil 5

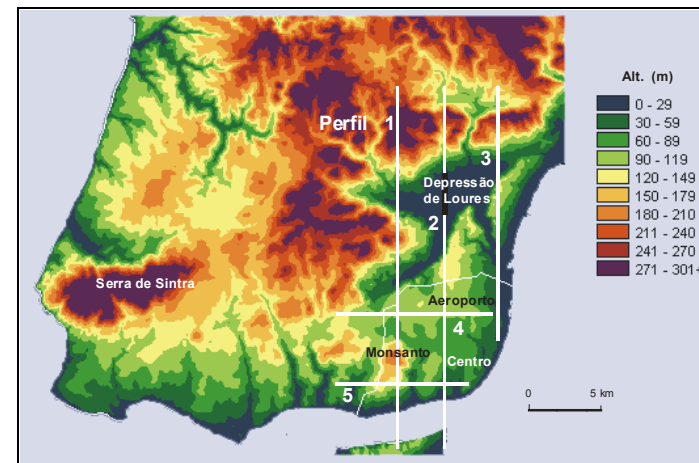
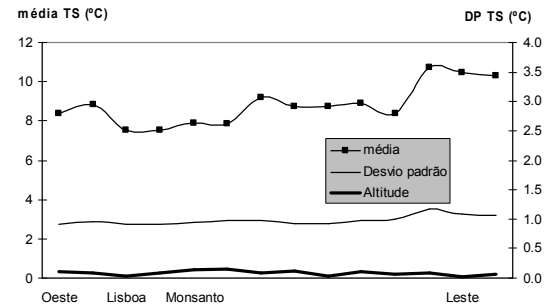


Fig. 8.6 – Perfis das temperaturas de superfície nocturnas em Lisboa, em Fevereiro 1999. À direita encontra-se a localização dos perfis.

O perfil 1 (norte/sul) situa-se na parte ocidental da área em estudo. Nele se observa uma tendência para a subida de $T_{S_{noite}}$ para sul. Esta tendência é fortemente incrementada no parque florestal de Monsanto, acentuando-se até ao rio Tejo. A diferença de temperatura entre o norte da região e o sul da cidade é de cerca de 4 °C. Na margem sul do Tejo, ainda pouco urbanizada junto às colinas de Almada, a temperatura é mais baixa do que nos bairros do sudoeste de Lisboa. Não parece existir uma relação entre o aparecimento da ilha de calor e a variabilidade de $T_{S_{noite}}$. O desvio padrão apenas aumenta ligeiramente nas áreas deprimidas, como é evidente na depressão de Loures. Os fundos de vale estão assim sujeitos a maior variabilidade térmica devida a episódios de acumulação de ar frio (LOPES, 1998).

O perfil 2 “atravessa” as áreas periféricas do norte de Lisboa, a depressão de Loures e o centro da cidade. Nota-se claramente uma ilha de calor confinada à área urbana, interrompida pelo Tejo. A diferença de temperatura entre a periferia e o centro da cidade é de cerca de 5°C.

Nos dois perfis analisados são evidentes as temperaturas de superfícies nocturnas mais baixas na depressão de Loures (0,5 a 1 °C), em relação às áreas envolventes.

O perfil 3, localizado na zona oriental da cidade, junto ao estuário do Tejo, continua a mostrar um forte aquecimento no sul, embora com um gradiente menos acentuado do que a ocidente ($\approx 3^\circ\text{C}$). É de notar o aumento da $T_{S_{noite}}$ numa elevação entre a depressão de Loures e a zona do Aeroporto, acompanhado de uma menor variabilidade térmica. Conclui-se que, se as superfícies das áreas deprimidas têm temperaturas mais baixas, devido à acumulação de ar frio, o arrefecimento da atmosfera nos topos não é causado pelo contacto com as superfícies frias, mas por outros factores, como o vento.

Os dois perfis oeste/leste (4 e 5) mostram claramente as diferenças de temperaturas de superfície entre o norte e o sul da cidade. No norte (perfil 4), não há praticamente variações com a temperatura média em torno dos 6° C em toda a área. A variabilidade no mês de Fevereiro é baixa, em torno de 1° C. No Sul da cidade a temperatura aumenta para 8°C, sendo a T_s mais elevada na zona oriental.

Em conclusão pode dizer-se que existem dois gradientes térmicos de superfície: um norte/sul, que indica uma cidade com superfícies cada vez mais quentes à medida que se “progride” para o centro; outro gradiente oeste/leste, apenas visível no perfil sul, mostrando o sudeste da cidade ligeiramente mais quente.

Os padrões térmicos de superfície são semelhantes ao da ilha de calor do ar, permitindo concluir que, no geral, as duas ilhas de calor têm ritmos e características idênticas. Falta apurar se se mantêm as mesmas características em função dos tipos de tempo correspondentes ao período analisado. Em trabalhos futuros será necessário isolar grupos de imagens segundo os tipos de tempo que se fizeram sentir, utilizando critérios objectivos e utilizar outros locais dentro e fora da cidade que permitam reconhecer melhor os gradientes das ICU.

5. CONCLUSÕES

A Ilha de calor urbano é um dos padrões térmicos característicos do clima das cidades, reconhecido por ser uma das mais evidentes formas de alteração climática provocada inadvertidamente pelo Homem. Têm sido identificadas, em todo o Mundo, até em cidades pequenas com menos de 10 000 habitantes. No espaço construído, as temperaturas são geralmente mais elevadas do que nos arredores, frequentemente áreas agrícolas, florestais, ou apenas devolutos.

Nem sempre sobre as superfícies mais aquecidas se encontram as temperaturas do ar mais elevadas, porque estas resultam da interacção complexa entre o balanço radiativo, a energia disponível para os fluxos de calor turbulento e os ventos locais. Alguns autores confundem a ilha de calor da atmosfera urbana inferior (ICU_{ar}) com a ilha de calor da superfície (ICU_{sup}), sem mostrar a relação entre ambas. Em algumas cidades, estes dois padrões térmicos têm génese e ritmos distintos e por isso não se devem confundir. Mas será que, à escala regional, essas diferenças existem, ou as condições de cada cidade impedem uma generalização desta ideia?

As causas da ICU foram suficientemente descritas por diversos autores (LANDSBERG, 1981; OKE, 1995; ALCOFORADO, 1992; ARNFIELD 2003). Neste capítulo, tentou-se investigar as relações entre as “duas” ilhas de calor, comparando os resultados

do primeiro trabalho de fundo sobre a ilha de calor “do ar” em Lisboa (ALCOFORADO, 1988), com as temperaturas de superfície disponibilizadas através da Internet pelo *Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt* (DLR), conhecidas por *Land Surface Temperatures* (LST).

Mostraram-se alguns algoritmos para a estimação das temperaturas de superfície (T_s), com num método conhecido por *split window*, baseado nas diferentes transmitâncias dos canais 4 e 5 dos satélites NOAA-AVHRR. De entre as vantagens e limitações das T_s (boa resolução temporal e aceitável resolução espacial em estudos de clima regional, mas pouco adequadas para estudos locais), salientou-se o facto de se tratar de um parâmetro físico modelado a partir das radiâncias registadas pelo sensor do satélite e não uma grandeza física registada directamente, o que poderá ocasionar alguns erros. Apesar disso a sua principal vantagem é, sem dúvida, o tratamento prévio efectuado pelo DLR, que liberta o investigador das tarefas mais rotineiras, morosas e de difícil implementação.

Em relação aos resultados obtidos neste trabalho realça-se, em primeiro lugar, a concordância entre muitas das características da ICU_{ar} e da ICU_{sup} . Estes resultados estão de acordo com os obtidos por GALLO (1999), em várias cidades americanas.

A principal diferença no ritmo anual das T_s é entre as temperaturas diurnas e nocturnas, sendo o comportamento dos dois locais (centro da cidade e Aeroporto) semelhantes. Nas temperaturas diurnas, as amplitudes mensais são mais marcadas, do que durante a noite, onde o ritmo é mais “suavizado”. A amplitude de T_s nocturna mensal raramente atinge 15°C.

Durante o dia, as superfícies têm um comportamento térmico distinto. Enquanto no Inverno as amplitudes mensais são fracas, na Primavera e no Verão podem atingir amplitudes mensais próximas dos 25°. Ou seja, é no período mais quente do ano que as superfícies respondem com um forte aquecimento ou arrefecimento.

As diferenças diurnas entre o centro da cidade e o Aeroporto são mínimas, entre Outubro e Março, raramente ultrapassando 2°C. Nessa época do ano, há uma tendência para a periferia da cidade se encontrar ligeiramente mais arrefecida (em média cerca de 0,5°C), o que se traduz numa ténue ICU_{sup} no centro. Durante o Verão, o centro

encontra-se mais fresco (em média 2 a 4 °C) do que a periferia, originando uma ilha de frescura, facto que será analisado no próximo capítulo.

De noite e praticamente em todo o período analisado, no centro da cidade existe uma ilha de calor, com um máximo no meses de Inverno, especialmente em Fevereiro ($\Delta_{\text{média móvel}} \approx 4^{\circ}\text{C}$), intensidade que se atenua no Verão. O número de noites em que a cidade está mais quente que a periferia é sobretudo evidente no período mais frio do ano, atingindo valores entre 70 a 80 % no Outono e Inverno. Este valor decresce bruscamente na Primavera e no Verão. Nesta estação do ano, diminui o número de noites e dias em que o centro está mais quente, aumentando a frequência dos dias em que o aquecimento diurno na periferia ultrapassa o do centro da cidade.

A observação das características da ilha de calor urbano de superfície não ficaria completa sem uma análise espacial mais detalhada. Foram efectuados três perfis térmicos norte/sul e dois oeste/leste. Esses perfis permitiram identificar um gradiente térmico de superfície norte/sul mais elevado no centro da cidade e outro oeste/leste, que mostra a parte sudeste ligeiramente mais quente.

Conclui-se que, no ano que se analisou, há uma forte correspondência entre os padrões e ritmos da ilha de calor do ar e da superfície. Em futuros trabalhos, será necessário proceder a uma análise baseada em tipos de tempo, que permitam confirmar, ou não, as restantes características das ilha de calor urbano de Lisboa.

As características térmicas diurnas das superfícies, no Verão, serão equacionadas no próximo capítulo, onde se aborda o balanço energético em Lisboa.

CAPÍTULO 9

O BALANÇO ENERGÉTICO EM LISBOA A PARTIR DE IMAGENS DO SATÉLITE LANDSAT 5: UM CASO DE VERÃO (19 DE AGOSTO DE 1994)

1. DETECÇÃO REMOTA DAS CARACTERÍSTICAS TÉRMICAS E ENERGÉTICAS DAS SUPERFÍCIES URBANAS

O estudo das interações energéticas entre os espaços que compõem a cidade e a camada limite atmosférica urbana é fundamental para conhecer o ritmo e repartição dos padrões térmicos e, de um modo geral, o clima urbano.

O conceito de balanço energético foi a primeira vez utilizado no final do século XIX, num estudo sobre o clima térmico do solo por HOMÉN na Finlândia e por KRAUSS na Baviera. SUNDBORG, em Uppsala, na Suécia, foi o primeiro autor que levou este conceito para a climatologia urbana em 1951. As primeiras observações e modelos numéricos, ainda muito simples, mas intuitivos, surgem na década de setenta do século XX (OKE, 1988).

Na actualidade, a medição sistemática das grandezas físicas que compõem o balanço energético em meio urbano é praticada na maior parte dos países europeus, mas ainda é pouco frequente em Portugal. Em meio urbano, a multiplicidade de diferentes superfícies e volumetrias tornam qualquer medição apenas representativa do local onde

é efectuada, podendo os resultados serem transpostos, com algumas reservas, para áreas com características semelhantes.

Um dos métodos para estimar todas as grandezas envolvidas no balanço energético consiste na utilização de um Modelo Digital do Terreno (para o cálculo da radiação recebida) e imagens de satélite que registem as características radiométricas, que permitam avaliar a quantidade de radiação reflectida e emitida pela superfície.

Uma boa resolução espacial das imagens de satélite é a primeira condição necessária para que seja possível identificar, com detalhe, as diferentes superfícies urbanas. A segunda condição é ter uma série suficientemente longa de informação, obtida por sensores a bordo de satélites, com uma boa resolução temporal. No entanto, ainda não existe uma solução que contemple as duas condições.

A situação ideal seria a utilização rotineira de sensores aerotransportados (do tipos *Daedalus*) em voos de baixa altitude, que permitissem uma grande resolução espacial e temporal. Tal não é possível devido aos elevados custos deste tipo de acções, que necessitam de meios (aeronaves e sensores) e de uma logística de difícil operacionalização. Apenas pontualmente se têm efectuado alguns voos, de extrema importância para estudos de casos de clima urbano em cidades da Península Ibérica (ALCOFORADO, 1985, em Lisboa e LOPEZ GOMEZ et al., 1998, em Madrid).

Os satélites comerciais são, neste momento, a melhor alternativa, embora tenham características que não se coadunam com todas as necessidades dos estudos de clima urbano, por não possuírem as duas condições necessárias (boa resolução espacial e temporal). Os satélites mais utilizados nesta área são os da série NOAA-AVHRR e os LANDSAT (5 e 7), porque ambos possuem canais visíveis e térmicos. A informação enviada para a Terra pelos primeiros permite uma análise temporal fina, já que os que se encontram actualmente em órbita⁴⁹ efectuam várias passagens diárias sobre o mesmo local. A sua fraca resolução espacial (cerca de 1,1 km) não permite caracterizar pormenorizadamente as várias superfícies urbanas. Os satélites LANDSAT 5 TM,

⁴⁹ Em 2003 encontram-se operacionais os NOAA 14, 15 e 16 (*Goddard Space Flight Center/NASA*)

utilizado neste trabalho, e LANDSAT 7 ETM+⁵⁰, têm uma boa resolução espacial, mas a repetição de uma cena, no mesmo local, apenas ocorre num intervalo de 16 dias e durante a fase de aquecimento matinal⁵¹ (cerca das 10:00 horas, tempo local⁵²). Apesar disso, por permitir a caracterização das superfícies urbanas, a sua utilização é fundamental para estudar o comportamento térmico e energético da cidade.

O desafio que se coloca em futuros trabalhos é a combinação da boa resolução espacial dos satélites LANDSAT ETM+ com a repetição diurna e nocturna das imagens NOAA-AVHRR. A finalidade é criar séries espaço temporais suficientemente longas e detalhadas, para que os estudos do clima urbano baseados neste tipo de informação não sejam apenas casos pontuais, mas verdadeiramente climáticos.

2. O BALANÇO DOS FLUXOS RADIATIVOS E ENERGÉTICOS

Muitos dos conceitos abordados neste trabalho encontram-se descritos em vários manuais de Climatologia e Meteorologia (OKE, 1987; STULL, 2000, SCHNEIDER, 1996). A breve apresentação, que seguidamente se inclui, pretende apenas formular os conceitos básicos, necessários para a interpretação dos resultados obtidos.

Começa-se por apresentar o balanço energético num sítio ideal, ou seja, num local onde as trocas de energia se fazem na vertical, sem a interferência de outros factores, como a inclinação e azimute das superfícies, a proximidade de edifícios e de árvores. Esta abordagem é claramente a mais adequada quando se utilizam imagens de satélite, porque o balanço energético é o resultado de fluxos que atravessam perpendicularmente a superfície da Terra. No entanto, não permite calcular os fluxos em volumetrias, simplesmente porque elas não são vistas pelos satélites de média resolução,

⁵⁰ O LANDSAT 5 TM (com uma resolução de 30 metros no visível) possui uma resolução mais grosseira do canal térmico (120 m) do que o actual ETM+ que, no modo multiespectral, mantém a resolução espacial de 30 m nos canais do visível mas aumenta, para 60 m, no IV térmico.

⁵¹ A aquisição de imagens térmicas nocturnas é feita por pedido, tornando onerosa e difícil a sua aquisição.

⁵² O satélite, na sua órbita descendente, de norte para sul, em cada passagem sobrevoa a Terra a uma altitude de 705 km entre as 10:00 h e as 10:15 h, a uma velocidade de 7,5 km/seg. Cada órbita demora cerca de 99 m. O satélite completa 14 órbita por dia, cobrindo a Terra entre 81° de latitude norte e sul cada 16 dias (*Landsat 7 Science Data Users Handbook, NASA, http://ltpwww.gsfc.nasa.gov/IAS/handbook/handbook_toc.html*, última actualização em 8 de Agosto de 2003).

como o utilizado neste trabalho (LANDSAT 5) e portanto o modelo Euleriano⁵³ é impraticável. Por isso, a superfície, elemento fundamental do sistema solo/atmosfera urbana, tem uma “espessura zero”, onde os termos da equação do balanço energético se anulam (Stull, 2000). Nesta perspectiva não se introduzem as modificações do balanço com a ocultação do céu (*Sky view factor*), ou ainda outros factores importantes no sistema como a advecção e a turbulência, o que só seria possível à escala microclimática. Por este motivo, o estudo da repartição dos fluxos é feito à escala da cidade (regional), comparando-se os resultados em vários bairros de Lisboa com outros locais dentro e fora da cidade (escala local).

Também as modificações devidas à nebulosidade não são abordadas no ponto seguinte, porque as nuvens se encontram ausentes nas imagens tratadas de 19 de Agosto de 1994. No entanto, são indicadas várias fontes bibliográficas onde se questiona o tema.

A morfologia do terreno é o outro factor importante na modificação do balanço de radiação local. O problema resume-se a questões de geometria entre o feixe solar e as vertentes (declives e azimutes). No quadro 9.3 e na figura 9.5 apresenta-se a resolução do problema neste trabalho, com recurso a um Sistema de Informação Geográfico.

No final desta introdução, apresenta-se um esboço sobre os meios e formulação a utilizar para, de futuro, validar os resultados obtidos com as imagens de satélite.

2.1 OS FLUXOS RADIATIVOS E ENERGÉTICOS NUM SÍTIO IDEAL

Se considerarmos uma superfície horizontal, homogénea e extensa, sem influência de movimentos horizontais, os fluxos energéticos podem ser considerados uniformes e reduzidos à condição de movimentos verticais. Neste caso, o balanço energético da superfície pode ser escrito:

$$Q^* = QH + QE + QG \quad (9.1)$$

⁵³ O conceito do balanço energético, nesta perspectiva, compreende o transporte de energia através de radiação, advecção, turbulência e condução num volume estacionário (perspectiva Euleriana). O clima urbano frequentemente utiliza esta abordagem quando a escala de análise é a microescala.

onde Q^* é o balanço radiativo, QH e QE representam, respectivamente, os fluxos turbulentos de calor sensível e latente e QG o fluxo de calor condutivo que entra ou sai do material que constitui a superfície.

O balanço radiativo (Q^*) é a componente mais importante de troca energética porque, para a maior parte dos sistemas, representa a maior fonte de energia disponível. Durante o dia, é a soma das fracções individuais de radiação em pequeno e grande comprimento de onda:

$$(Q^*) = K\downarrow - K\uparrow + L\downarrow - L\uparrow \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (9.2)$$

A radiação solar incidente (directa e difusa) ou global ($K\downarrow$) é controlada pelos ângulos de azimute (ψ) e zénite solar (ζ)⁵⁴. A radiação em pequeno comprimento de onda, reflectida pela superfície ($K\uparrow$), depende da quantidade de energia incidente ($K\downarrow$), e do albedo da superfície (alb)⁵⁵:

$$K\uparrow = K\downarrow \cdot \text{alb} \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (9.3)$$

Dado que a superfície é opaca à radiação em pequeno comprimento de onda, a porção de $K\downarrow$ que não é reflectida é absorvida. O balanço radiativo de pequeno comprimento de onda escreve-se:

$$K^* = K\downarrow - K\uparrow = K\downarrow \cdot (1 - \text{alb}) \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (9.4)$$

⁵⁴ O ângulo solar zenital (ζ) é o ângulo formado pela direcção dos raios solares e a direcção zenital, sendo esta a extensão da linha imaginária que une o centro da Terra e um ponto à superfície. O seu ângulo complementar ($\gamma = 90^\circ - \zeta$) é a altura solar (ângulo formado entre o feixe de raios solares e o horizonte local). O azimute solar (ψ) é o ângulo formado entre o feixe de raios solares e a direcção Norte, projectado no plano da horizontal do lugar. É medido no sentido dos ponteiros do relógio a partir do Norte (0-360°).

⁵⁵ O albedo é a razão entre a quantidade de radiação solar reflectida por um corpo e o total incidente sobre esse corpo.

Na ausência de nuvens, a radiação emitida pela atmosfera em grande comprimento de onda e recebida pela superfície (L_{\downarrow}) depende da temperatura e da emissividade⁵⁶ da atmosfera de acordo com a Lei de Stefan-Boltzmann:

$$L_{\downarrow} = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_{\text{atm}}^4 \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (9.5)$$

onde ε é a emissividade, σ a constante de Stefan-Boltzmann = $5,67 \cdot 10^{-8}$ ($\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$) e T_{atm} a temperatura da atmosfera em K.

A radiação emitida pela superfície (L_{\uparrow}) é governada pela mesma lei e depende portanto também da sua emissividade e temperatura. Deve-se tomar em conta que há uma parte da radiação em grande comprimento de onda incidente (L_{\downarrow}) que é reflectida pela superfície, levando a que:

$$L_{\uparrow} = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_s^4 + (1 - \varepsilon) \cdot L_{\downarrow} \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (9.6)$$

Como a emissividade das superfícies na cidade é tipicamente superior a 0,90 a reflexão em grandes comprimentos de onda é muito fraca e portanto o segundo termo da direita pode ser desprezado.

O balanço de radiação em grande comprimento de onda é então:

$$L^* = L_{\downarrow} - L_{\uparrow} \quad (9.7)$$

Devido à ausência de radiação solar durante a noite, o balanço radiativo nocturno reduz-se a:

$$(Q^*) = L_{\downarrow} - L_{\uparrow} = L^* \quad (9.8)$$

Num determinado local os termos da radiação que incide na superfície (K_{\downarrow} e L_{\downarrow}) variam pouco espacialmente, porque dependem dos movimentos

⁵⁶ A emissividade é a razão entre a energia radiante emitida pela superfície, num dado comprimento de onda e temperatura e a energia radiante emitida por um corpo negro nas mesmas condições.

atmosféricos de escala sinóptica⁵⁷) e das relações geométricas entre a Terra e o Sol. Pelo contrário, a reflexão terrestre ($K\uparrow$) e a radiação emitida pela superfície ($L\uparrow$) são comandadas por factores locais, a primeira pelo albedo e a segunda pela temperatura de superfície e emissividade.

Sendo o balanço radiativo a principal entrada de energia de um sistema, não é, no entanto, o seu resultado final. É contrabalançado pelas trocas energéticas entre as superfícies e a atmosfera efectuadas pelos fluxos convectivos de calor sensível (QH), latente (QE) e pela condução de calor do, ou para o solo (QG).

O Fluxo de calor latente (QE) corresponde à quantidade de calor libertado ou absorvido por um sistema na mudança de fase da água, por unidade de massa. Os processos evaporativos de que depende QE, são o resultado da disponibilidade de água, de energia para proceder à sua mudança de fase, da existência de uma gradiente de vapor e da turbulência atmosférica para transportar o vapor.

As perdas evaporativas são intensas durante o dia, podendo continuar a um ritmo reduzido durante a noite. Em certas circunstâncias, esta perda pode ser interrompida e a água retorna à superfície sob a forma de orvalho, geada e obviamente, sob a forma de precipitação.

O fluxo de calor latente pode escrever-se:

$$QE = -L_v \cdot K_v \cdot \frac{\partial \bar{\rho}_v}{\partial z} \quad (9.9)$$

onde L_v é o calor latente de vaporização⁵⁸, K_v é a difusividade turbilhonar do vapor de água ($m^2 s^{-1}$) e $\bar{\rho}_v$ é a massa volúmica do vapor (quantidade de vapor de água contida no ar, ou humidade absoluta, em $g m^{-3}$).

O fluxo de calor sensível (QH), está associado à mudança de temperatura do termómetro seco e é normalmente descrito como o calor sentido pelos seres vivos.

⁵⁷ Consultar a figura ii da Introdução.

⁵⁸ À temperatura de 0° C, a energia necessária para realizar a mudança de fase da água do estado líquido para vapor de água ou vice versa (evaporação ou condensação), corresponde a 2,50 MJ kg⁻¹ (7, 5 vezes

O fluxo de calor sensível pode escrever-se:

$$QH = -Ca \cdot K_H \cdot \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}\right) \quad (9.10)$$

em que Ca é a capacidade calorífica do ar, K_H é a conductividade turbilhonar ($m^2 s^{-1}$) e θ a temperatura potencial (K).

Uma forma eficaz de relacionar os dois fluxos de calor turbulento é através do quociente de Bowen (BR, *Bowen Ratio*):

$$BR = \frac{QH}{QE} \quad (9.11)$$

Se BR for superior à unidade, QH é mais eficiente a dissipar o calor. Isto ocorre em superfícies onde a quantidade de água disponível é limitada, porque a maior parte do calor libertado por convecção se faz sob a forma sensível, a atmosfera tende a aquecer.

Se QE for superior a QH ($BR < 1$), o *input* de calor para a atmosfera faz-se predominantemente sob a forma latente. Pode não contribuir directamente para o aquecimento da atmosfera junto ao solo, mas aumenta a sua humidade. A atmosfera pode ficar mais “fresca” e húmida.

Valores negativo de BR indicam que os dois fluxos têm sinais diferentes. Isto pode ocorrer durante a noite quando o fluxo de calor sensível é negativo (descendente) mas evaporação da água a partir da superfície continua ($QE > 0$).

Alguns valores típicos deste quociente, em diferentes tipos de ocupação do solo, são apresentados no quadro 9.5.

O fluxo de calor armazenado nas superfícies, ou fluxo de calor conductivo (QG), é comandado por quatro propriedades térmicas: a conductividade, a capacidade

mais do que na mudança de fase do gelo para água). A 10 °C necessita de 2,48 MJ kg⁻¹ e a 30° C, 2,43 MJ kg⁻¹.

calorífica, a difusividade e a admissão térmica. O calor é conduzido para as superfícies durante o dia e destas para a atmosfera durante a noite, podendo escrever-se:

$$QG = -k_s \cdot \frac{\partial \bar{T}_s}{\partial z} \cong -k_s \cdot \frac{(\bar{T}_2 - \bar{T}_1)}{(z_2 - z_1)} \quad (9.12)$$

onde k_s é a conductividade térmica ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) que é uma medida da capacidade de uma substância conduzir calor. Os números subscritos indicam diferentes níveis no solo.

Sendo QG proporcional ao balanço de radiação, pode-se obter uma boa aproximação utilizando:

$$QG = X \cdot Q^* \quad (9.13)$$

sendo $X=0,1$ durante o dia e $0,5$ de noite.

Na figura 9.1, apresenta-se um esquema com as direcções das grandezas físicas do balanço energético no seu ritmo diário. Embora este esquema seja elucidativo, existem “várias” convenções⁵⁹ para designar as mesmas direcções dos vários fluxos envolvidos (através de sinais positivos e negativos dos termos), cabendo aqui deixar claro o critério seguido neste trabalho.

É frequente o aparecimento de esquemas semelhantes ao da figura 9.1, para mostrar que a radiação diurna tem duas componentes descendentes que incidem na superfície (a radiação solar em pequeno comprimento de onda - $K\downarrow$ e a contrairradiação atmosférica, em grande comprimento de onda - $L\downarrow$) e duas que a deixam (a reflexão - $K\uparrow$ e emissão terrestre - $L\uparrow$). Como se sabe, durante a noite apenas ocorrem radiações em grande comprimento de onda, por não existir radiação solar. Segundo OKE (1987), o balanço radiativo Q^* é positivo quando representa um ganho para a superfície (durante o dia) e negativo quando representa uma perda (de noite). Os fluxos não radiativos do lado direito da igualdade que saem da superfície são positivos, ou seja, quando

⁵⁹ A existência de várias convenções reclamadas por diversos autores é uma contradição, porque por convenção entende-se a uniformização de conceitos num único sistema. Veja-se, por exemplo, as diferenças nos trabalhos de Oke (1987) e Stull (2000).

representam perdas de calor da superfície e negativos quando se traduzem em ganhos energéticos para a superfície.

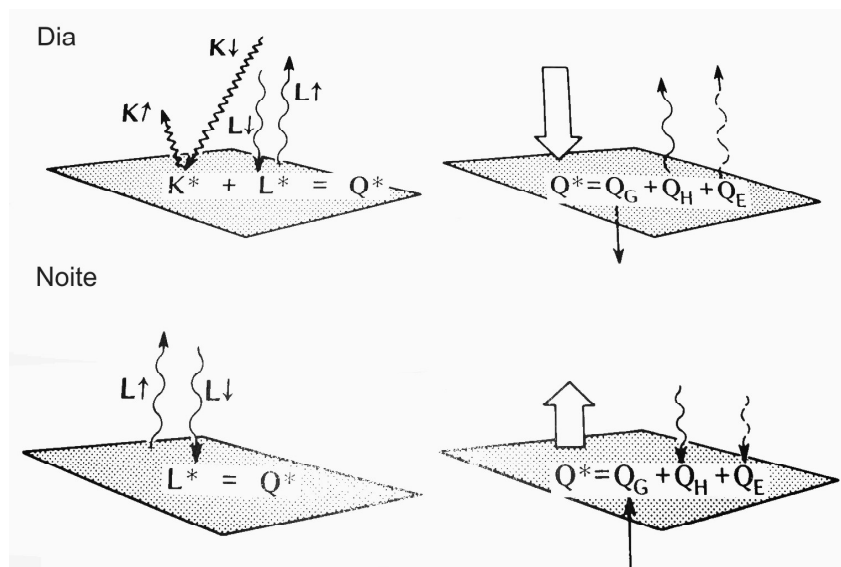


Fig. 9.1 – Balanço energético num sítio plano (extraído de OKE, 1987).

Quando os dois lados da equação são positivos, os valores descrevem o modo como o superavit radiativo é repartido pelas perdas da superfície e da atmosfera, o que é o caso mais comum da situação diurna. Quando os dois lados são negativos a equação representa como o défice radiativo da superfície é repartido entre o calor ganho pela superfície e pela atmosfera (situação nocturna).

STULL (2000) define o sinal dos termos do balanço energético segundo a sua direcção na vertical: se são descendentes têm o sinal negativo (Q^* e Q_G) e são positivos no sentido ascendente, quando deixam a superfície. Assim a equação 9.1 pode ser escrita da seguinte forma:

$$-Q^* = Q_H + Q_E - Q_G \quad (9.14)$$

O curso diário das grandezas atmosférica apresentadas graficamente através destas duas versões são distintas, na medida em que OKE (e os outros autores que seguem a sua metodologia de apresentação) representam os fluxos com valores positivos durante o dia e negativos de noite (excepto nos casos em que Q_E continua a

ser libertado durante a noite, mantendo-se positivo). STULL prefere mostrar os fluxos descendentes com valores negativos durante o dia (Q^* e QG), e os restantes com o sinal positivo e vice-versa durante a noite.

Tratando-se de fluxos, que podem sair ou entrar de um sistema para outro (da atmosfera para o solo, ou vice-versa), a forma mais correcta de representação dos sinais de todas as componentes da equação 9.14 é através do símbolo (\pm).

Já que se trata de grandezas físicas em escala de razão, o importante é compreender o sentido dos fluxos, e o seu curso diário. Neste trabalho, porque os dados são referentes apenas às 10:00 horas, tempo local, aproximado da passagem do LANDSAT 5, e não se representa o curso diário dos fluxos, todos eles são apresentados como positivos, referindo-se sempre quando se tratam de perdas e ganhos para a superfície, para se compreenderem as diferenças nos vários bairros da cidade e nos diferentes tipos de ocupação.

2.2 PROPOSTA DE VALIDAÇÃO DE RESULTADOS COM MEDIÇÕES DOS TERMOS DO BALANÇO ENERGÉTICO

Como se referiu anteriormente, em Lisboa não se efectuam medições sistemáticas das grandezas físicas do balanço energético em meio urbano (com excepção da radiação solar). O seu registo seria fundamental para compreender melhor o clima urbano de Lisboa e para se validarem com maior segurança os resultados obtidos. Por isso, apresenta-se um esquema sintético de como se poderiam operacionalizar essas medições (fig. 9.2). Resumidamente, podem-se medir os fluxos de calor sensível e latente com dois termo-higrógrafos (registadores da temperatura do ar – T_1 e T_2 e da humidade – r_1 e r_2) colocados numa torre em alturas diferentes, um prato sensor do fluxo de calor no solo e um piranómetro e um pirgeómetro para medir os fluxos radiativos em pequeno e grande comprimento de onda.

Vários trabalhos foram já apresentados com o cálculo do balanço radiativo em Lisboa (LOPES, 1999; ANDRADE E LOPES, 1999; ANDRADE, 2000). Remete-se para a sua leitura para pormenores técnicos.

Muitas observações mostraram que o fluxo de calor sensível e a humidade são proporcionais respectivamente ao gradiente vertical da temperatura potencial (θ) e ao gradiente vertical da razão de mistura (Δr - gramas de vapor de água por kg de ar seco) nos primeiros 20 m da CLA junto ao solo (STULL, 2000).

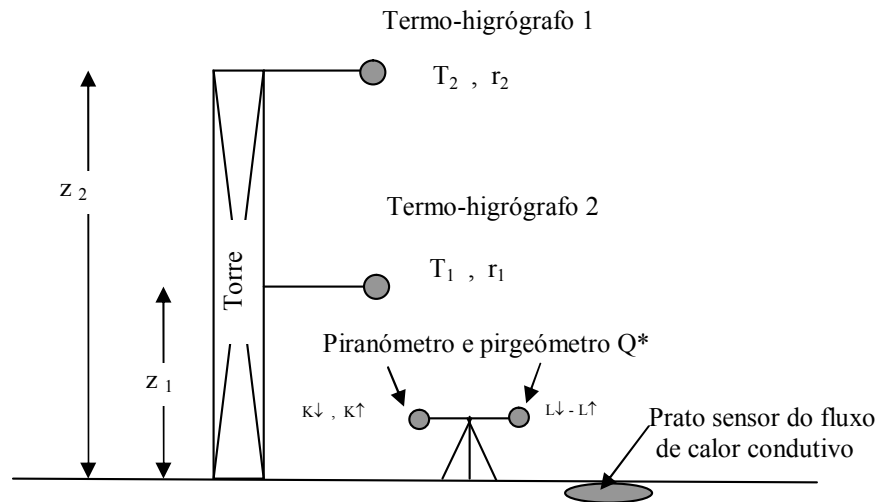


Fig. 9.2 – Esquema de medição das grandezas físicas para obtenção dos termos do balanço energético.

O quociente de Bowen pode ser reescrito:

$$BR = \gamma \cdot \frac{\Delta\theta}{\Delta r} \quad (9.15)$$

onde γ é a constante psicrométrica,

$$\gamma = Cp/Lv = 0,4 \text{ (g vapor de água/kg ar)} \quad (9.16)$$

sendo Cp o calor específico do ar a uma pressão constante e Lv o calor latente de condensação ou de vaporização. A temperatura potencial é dada pela seguinte equação:

$$\Delta\theta = T_2 - T_1 + (0,0098 \text{ K m}^{-1}) \cdot (z_2 - z_1) \quad (9.17)$$

sendo o gradiente vertical da razão de mistura:

$$\Delta r = r_2 - r_1 \quad (9.18)$$

Assim o fluxo de calor sensível pode rescrever-se:

$$QH = \frac{-0,9 \cdot Q^*}{\frac{\Delta r}{\gamma \cdot \Delta \theta} + 1} \quad (9.19)$$

e o fluxo de calor latente,

$$QE = \frac{-0,9 \cdot Q^*}{\frac{\gamma \cdot \Delta \theta}{\Delta r} + 1} \quad (9.20)$$

O fluxo de calor armazenado (QG) poder ser estimado a partir da equação 9.12, se se conhecer a conductividade térmica do material que compõe a superfície e o gradiente vertical da temperatura no solo. No entanto, a variabilidade da conductividade dos materiais no local de medição poderá tornar este método impraticável. Medir o fluxo directamente através de um sensor do fluxo de calor conductivo (*soil heat flux plate*) será uma forma mais correcta de obter QG. Algumas questões práticas sobre a utilização deste tipo de aparelhos aparelho podem ser consultadas em OKE (1987).

3. ASPECTOS TÉCNICOS E METODOLÓGICOS

A espacialização do balanço energético e de todas as suas componentes na cidade e nas áreas suburbanas requer a utilização de diversos modelos, cuja formulação se encontra reunida nos quadros 9.3 e 9.4 e a resolução prática com um SIG nas figuras 9.5 e 9.7. A modelização, já testada noutros locais da Europa (PARLOW, 1998, 1999), é complexa e requer em cada passo uma reflexão sobre os resultados e a sua validação, antes de se passar à etapa seguinte. Embora a validação ainda seja difícil de realizar,

porque não existem valores observados, é possível minimizar os erros de estimação confrontando os resultados obtidos com os esperados e verificando-se, em cada momento, se se encontram entre limiares lógicos e aceitáveis. No final do capítulo propõem-se alguns caminhos a seguir em futuras investigações, para se poder dar um passo qualitativo no estudo dos fluxos energéticos em Lisboa e explicar a repartição e ritmos dos padrões térmicos já conhecidos, como a(s) ilha(s) de calor e/ou frescura urbanas em Lisboa.

3.1 INFORMAÇÃO E MEIOS UTILIZADOS

A espacialização das grandezas físicas estimadas foi obtida com recurso a um SIG (*Idrisi 32 v. 2*) e uma imagem de Verão do satélite LANDSAT 5 TM.

A. Informação de base:

- a) Um Modelo Digital do Terreno com a resolução de 5,2 m. Todas as variáveis morfométricas, necessárias ao cálculo do balanço radiativo (declives e azimutes das vertentes), foram determinadas a partir deste MDT.
- b) Uma imagem LANDSAT 5 TM (composta por 7 canais) de 19 de Agosto de 1994. No quadro 9.1, apresentam-se algumas das características deste satélite e possíveis aplicações nas ciências da Terra.

As imagens LANDSAT 5 foram referenciadas para o sistema do MDT (quadrícula UTM, zona 29 S, correspondente à Carta Militar de Portugal na escala 1:25 000), sendo linearmente transformadas com uma técnica de reamostragem do tipo vizinho próximo (*nearest neighbour*). Esta operação foi necessária devido às diferentes resoluções espaciais da informação de base (5,2 m do MDT e 30 m nos canais 1 a 5 e 7 e 120 m no canal 6 - IV térmico do LANDSAT 5 TM).

Quadro 9.1 - Algumas características e possíveis utilizações dos canais dos satélites LANDSAT 4 e 5 TM

Canais	Resolução espacial (m)	Comprimento de onda (μm)	Características	Possíveis utilizações
1	30	0,45 - 0,52	Regista a radiação azul do espectro, com maior poder de penetração na água.	<ul style="list-style-type: none"> Boa diferenciação entre o solo e a vegetação. Cartografia das áreas costeiras. Diferenciação na turvação das águas estuarinas e marinhas.
2	30	0,52 - 0,60	Máxima reflexão do verde, notando-se as áreas cobertas de vegetação em contraste com os espaços construídos e as rochas e solos desnudados.	<ul style="list-style-type: none"> Este canal permite observar a vitalidade das plantas e identificar culturas. A turvação da água, junto aos estuários, ainda é bem visível. Nas áreas urbanas, boa distinção entre ruas e prédios.
3	30	0,63 - 0,69	Regista a radiação vermelha. Mínimo de reflexão do verde e da vegetação saudável. Canal de absorção clorofilina.	<ul style="list-style-type: none"> Discriminação da vegetação e diferenciação entre as plantas. Identificação de culturas. Limites entre solos e unidades geológicas. Na faixa litoral, a areia seca das praias e das dunas brancas distinguem-se da areia molhada dos bancos deltaicos e das dunas cinzentas. nitidez das formas lagunares.
4	30	0,76 - 0,90	Infravermelho próximo. Máximo de reflexão da clorofila.	<ul style="list-style-type: none"> Tipos de vegetação e sua vitalidade. Quantidade de biomassa. Diferenciação entre campos cultivados e terra/água. Boa definição das áreas húmidas (sapais), canais de maré, dos cursos de água e da linha de costa. Humidade dos solos.
5	30	1,55 - 1,75	Infravermelho médio ⁶⁰ Algumas rochas têm a sua reflexão máxima neste comprimento de onda.	<ul style="list-style-type: none"> Melhor definição da linha de costa pela absorção quase total deste comprimento de onda pela água. Humidade na vegetação e no solo. Cartografia geológica. Útil para diferenciar as nuvens da neve.
7	30	2,08 - 2,35	Infravermelho médio. Elevada sensibilidade à humidade. Os locais mais húmidos aparecem como se fossem superfícies aquáticas. As diferenças de humidade nas vertentes soalheiras e umbrias são acentuadas.	<ul style="list-style-type: none"> Normalmente oferece a melhor imagem da linha de costa. Diferenciação das rochas. Conteúdo de água no solo e na vegetação Diferenças de humidade nas vertentes.
6	120	10,40 - 12,50	Infravermelho térmico.	<ul style="list-style-type: none"> Temperatura das superfícies. Stress da vegetação. Actividade geotérmica.

Baseado em Moreira (1986)

⁶⁰ Segundo BIRD (1990), este canal pertence ao pequeno comprimento de onda infravermelho, situando-se o infravermelho médio entre 3 e 5 μm .

B. O mapa das “estruturas” urbanas e uso do solo para aplicação ao clima de Lisboa:

A complexidade do meio urbano é devida a múltiplos padrões morfológicos constituídos por diferentes formas, volumetrias, cores, materiais, etc., que interagem com a atmosfera urbana. É dessa interacção que resultam os vários padrões climáticos, por vezes tão distintos das áreas rurais adjacentes à cidade. O estudo do clima urbano requer, por isso, uma atenção cuidada na concepção de uma ferramenta essencial como é a caracterização da ocupação do solo urbano. Imagens de satélite e fotografias aéreas são frequentemente utilizadas para produzir mapas conhecidos como de uso do solo. O resultado final deste tipo de mapas representa a descrição física de um campo bidimensional e não tem em conta o volume da cidade, entre o solo e o topo dos edifícios que, como se viu na PARTE I, é um espaço de extrema complexidade. Por isso, é difícil incluir a atmosfera urbana, que tem determinadas características volumétricas, numa representação bidimensional. Mas é essencial que se procure incluir a estrutura da cidade nesse tipo de mapas, sem a qual os resultados serão apenas representativos do nível do solo e não desse espaço tridimensional, que só à escala microclimática pode ser completamente definido.

Apesar de, neste momento, se avançar rapidamente para encontrar a forma mais adequada de se incluir a volumetria da cidade nos estudos de clima urbano de Lisboa (uma das questões centrais no projecto CLIMLIS, actualmente em fase de conclusão), a metodologia que aqui se apresenta foi uma das primeiras tentativas efectuadas e por isso tem um valor relativo, mas que pretende contribuir para trabalhos futuros.

A metodologia, que se seguiu, para incluir a tridimensionalidade no mapa de ocupação do solo urbano (fig. 9.3) consistiu na utilização dos valores de rugosidade (z_0) de Lisboa (PARTE I, fig. 5.4) e das imagens dos satélites LANDSAT e SPOT. Em vez das “tradicionalis” classes obtidas, através das características espectrais dos canais visíveis desses satélites, foram as classes de rugosidade que serviram de áreas-amostra, cada uma correspondente a esse parâmetro aerodinâmico, para efectuar várias classificações assistidas. Foi utilizada a classificação que apresentou menos erros,

traduzindo o mapa final uma combinação entre as características espectrais de Lisboa com as rugosidades típicas (LOPES E VIEIRA, 2001).

Nesse mapa, as densidades urbanas (médias e altas) correspondem, respectivamente, às classes de rugosidade 0,5 e 1 m. Para a definição das áreas verdes foi utilizado um índice de vegetação (NDVI), baseado na diferença dos valores entre o canal próximo infravermelho, caracterizado por níveis elevados de reflectância e fraca absorção das plantas verdes e o canal vermelho, onde a reflectância espectral é baixa e dominada pela absorção. Este índice varia entre -1 e 1: os valores positivos mais elevados indicam um aumento da actividade fotossintética e da densidade da vegetação. Os limiares das classes de vegetação foram já testados e utilizados noutros trabalhos (LOPES, 1998; ANDRADE e LOPES, 1998). As classes obtidas foram utilizadas na estimação do fluxo de calor armazenado (Q_G).

C. Formulação dos parâmetros físicos:

a) Morfologia do terreno.

Os declives e os azimutes das vertentes foram calculados automaticamente a partir do MDT com os algoritmos integrados no programa Idrisi v.32. Todas questões técnicas envolvidas podem ser consultadas em EASTMAN (1997).

b) Grandezas físicas componentes dos balanços radiativo e energético.

Os algoritmos utilizados para a estimação destas grandezas foram obtidos de diversas fontes. Para os valores de radiação utilizou-se a formulação publicada por VEREIN DEUTCHER INGENIEURE (1994). O Factor de Turbidez Atmosférica de LINKE (TL) de Lisboa, em Agosto, foi obtido com os valores publicados no sítio Internet do

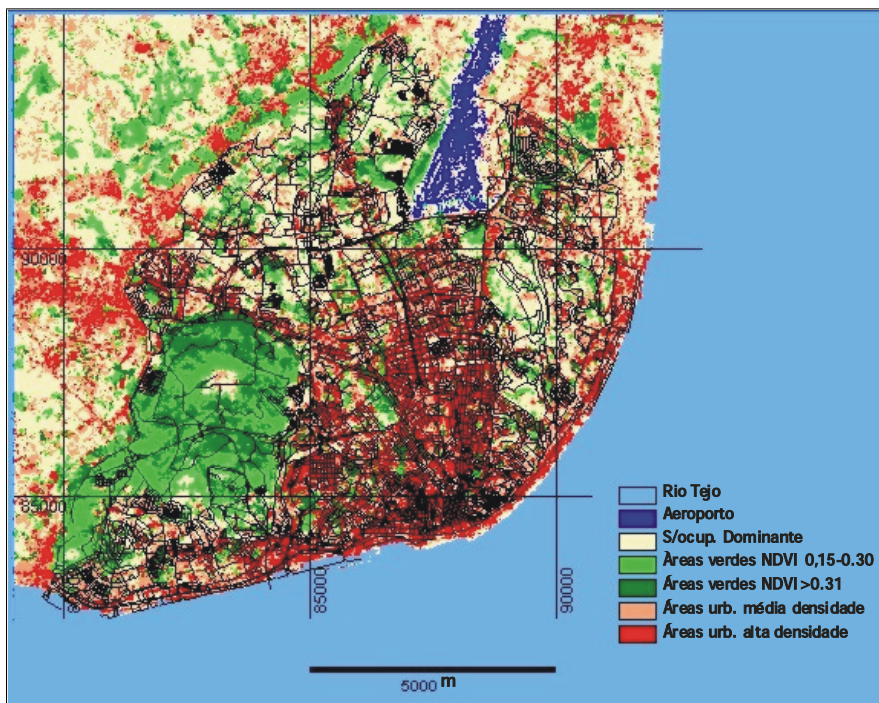


Fig. 9.3 – Grandes estruturas urbanas de Lisboa para aplicação climática.

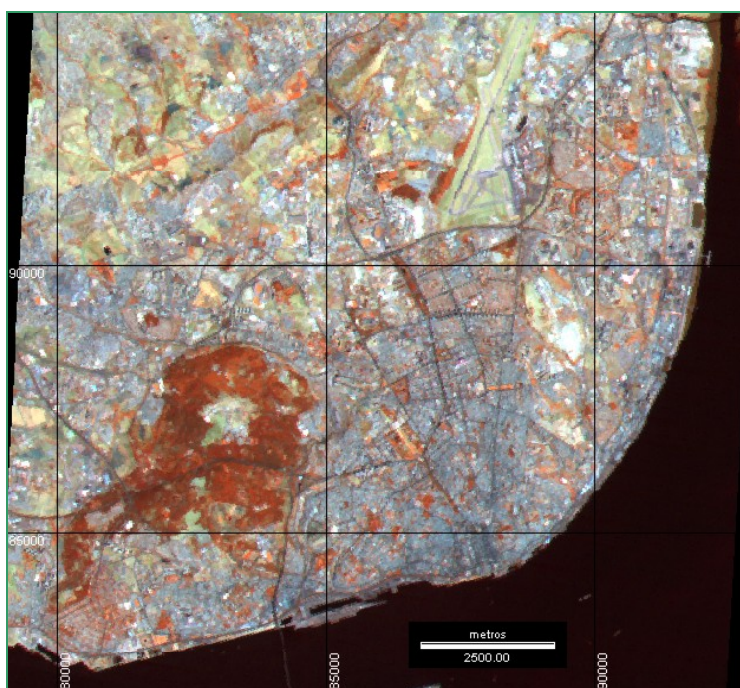


Fig. 9.4 – Imagem de Lisboa em falsa cor, composta a partir dos canais 4, 5 e 7 (RGB) do satélite LANDSAT 5 TM, de 19 de Agosto de 1994.

Groupe Télédétection et Modélisation, Centre d'Energétique de l'Ecole des Mines de Paris (www-helioserve.cma.fr⁶¹).

Todos os parâmetros necessários para a calibração radiométrica dos canais Landsat 5 foram obtidos da publicação *Landsat Technical Notes* (CLARK, 1986). Os restantes algoritmos para a estimação das componentes do balanço energético foram obtidos em OKE (1987) e PARLOW (2000).

Com a preocupação de limitar os erros de estimação e a dificuldade em obter todos os parâmetros para o dia desejado, os valores de radiação solar obtidos com o modelo utilizado foram confrontados com outros modelos (SBDART⁶², RayMan⁶³ e HELIOSERVE⁶⁴). Os resultados parecem ser coerentes com os obtidos neste trabalho (quadro 9.2). A maior diferença regista-se nos valores estimados para a emissão terrestre com o RayMan, porque este programa assume uma temperatura de superfície de 38,5° C, superior à média observada no canal térmico (305 K - 31,9 °C). A sobrestimação da radiação difusa no modelo utilizado é compensada pela subestimação da radiação directa, resultando num valor de radiação global aceitável em relação aos outros modelos.

⁶¹ O programa Helioserve foi recentemente remodelado, estando agora integrado no projecto SoDa - *Integration and exploitation of networked solar radiation databases for environment monitoring*, suportado pela Comissão Europeia através do *Information Society Technologies Research Programme* (www.soda-is.com).

⁶² O modelo SBDART (*Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer - Tool for Computing Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere*), é um programa desenvolvido pelo *Institute for Computational Earth System Science* da Universidade da Califórnia em Santa Barbara. Permite calcular os fluxos radiativos ascendentes e descendentes, num sítio plano, em qualquer ponto terrestre, dia do ano, hora (GMT) e altitude. É baseado em vários modelos mundialmente testados (LOWTRAN-7, MODTRAN-3) para vários tipos de atmosfera standard. A última versão data de 1998. Vejam-se outras características do programa em: <http://arm.mresb.com/sbdart>.

⁶³ O RayMan é um programa concebido para estimar parâmetros de conforto térmico dos indivíduos a partir do balanço radiativo (RUTZ, MATZARAKIS e MAYER, 2000).

⁶⁴ HELIOSERVE - *Groupe Télédétection et Modélisation, Centre d'Energétique de l'Ecole des Mines de Paris*.

Quadro 9.2 – Comparação dos resultados obtidos neste trabalho com o SBDART, RayMan e HELIOSERVE, na altura da passagem do satélite LANDSAT 5 TM ($\approx 10:00$ h tempo local), em 19 de Agosto de 1994.

Modelo	Radiação solar (pequeno comprimento de onda) $W m^{-2}$				Rad. grande comprimento onda $W m^{-2}$		Balanço radiativo $W m^{-2}$ Q*
	Global (K↓)	Directa	Difusa	Reflectida (K↑)	Atmosfera (L↓)	Terrestre (L↑)	
Utilizado	760	525	235	170	387	440	537
RAYMAN	753 (- 0,9 %)	545 (+ 3,6 %)	208 (- 13 %)	nc	360 (-7,5 %)	525 (+16,2 %)	nc
HELIOSERVE	730 (- 4,1 %)	526 + 0,2 %)	204 (-15 %)	nc	nc	nc	nc
SBDART	nc	537 (+ 2,2 %)	nc	nc	nc	nc	488 (- 10 %)

No modelo utilizado, os valores correspondem a um local fora da cidade. Os valores entre parêntesis indicam as diferenças percentuais em relação ao modelo utilizado. As maiores diferenças, escritas a negrito, são explicadas no texto.

nc – valores não calculados pelo programa.

3.2 CONCEPTUALIZAÇÃO DO MODELO ENERGÉTICO EM MEIO URBANO

Devido à complexidade do modelo, é conveniente enunciar detalhadamente a sua formulação. Nos quadros 9.3 e 9.4, é apresentado o formulário. As figuras 9.5 e 9.7 mostram o vasto trabalho prático realizado, que resultou num Sistema Informação Geográfico/climático que se pretende continuar.

Por se considerar que o essencial se encontra nos quadros, apenas se fazem breves referências metodológicas, que não se incluíram nos quadros ou figuras por falta de espaço, ou para não tornar a sua leitura demasiado complexa.

A conceptualização do modelo resulta da combinação dos modelos clássicos de transferência de energia com a informação contida nos canais do satélite LANDSAT 5 TM. Note-se que a utilização com os satélites mais recentes (neste momento o

LANDSAT 7 ETM+, que foi lançado em Abril de 1999), deverá ser acompanhada com a actualização das constantes de calibração radiométrica publicadas pela NASA⁶⁵.

Têm sido feitas algumas tentativas para estimar o albedo a partir de imagens de satélite (BREST e GOWARD, 1987). No entanto, por causa da complexidade do problema, a sua modelização merece uma nota explicativa: a utilização das reflectâncias exoatmosféricas registadas pelos sensores (*in-band planetary albedo*), como medida equivalente do albedo da superfície, carece de algum cuidado, na medida em que é importante uma correcção para retirar o efeito de atenuação atmosférica, devido à dispersão e absorção pelos gases e partículas que a compõem⁶⁶. Para estimar o albedo neste trabalho, foram utilizados os seis canais entre os 0,45 a 2,35 μm (1 a 5 e 7). A opção de utilizar os canais infravermelhos próximo e médio, conjuntamente com o espectro visível, foi tomada por causa da grande área ocupada pela vegetação (cerca de 32 km^2 , considerando um NDVI superior a 0,15 – fig. 9.3). Esta tem valores baixos de reflectância entre 0,3 e 0,7 μm e um pico entre 0,7 - 1,3 μm . Omitir esta parte do espectro origina valores de albedo muito elevados nas áreas verdes, enquanto nos solos sem vegetação ocorre uma subestimação do albedo (CARLETON, 1991, confirmado pessoalmente por BARNABY ROCKWELL, do *United States Geological Survey*).

Os resultados obtidos para o centro da Lisboa (entre 10 e 25%, com uma média de 16,7% - fig. 9.6) estão de acordo com os valores apresentados para muitas outras cidades (OKE, 1988), assemelhando-se por exemplo às norte americanas (12 a 23% e 16 % de média) e a Southampton e Portsmouth, no Reino Unido, que apresentam valores médios cerca dos 17%.

⁶⁵ Consultar a publicação electrónica “*Landsat 7 Science Data Users Handbook*” da NASA em http://ltpwww.gsfc.nasa.gov/IAS/handbook/handbook_toc.html.

⁶⁶ Existem vários modelos, como por exemplo os do tipo “*Radiative Transfer Code*” para corrigir as imagens (UNESCO, 2003).

Quadro 9.3 – Formulação do balanço de radiação em condições atmosféricas sem nebulosidade, a partir de imagens LANDSAT 5 TM

Radiação solar em pequeno comprimento de onda (p.c.o)		Radiação em grande comprimento de onda (g.c.o)	
Global, incidente na superfície K ↓	Reflectida pela superfície K ↑	Atmosférica, ou contra irradiação L ↓	Emitida pelas superfícies L ↑
$K \downarrow = S + D$ <p><i>S</i> é a radiação directa e <i>D</i> a radiação difusa.</p> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px;"> $K \downarrow = 0,84 \cdot I_0 \cdot \text{sen } \gamma \cdot \exp[-0,027 \cdot (p/p_0) \cdot TL \text{ sen } \gamma]$ <p>(I_0 = constante solar = 1367 W m⁻²), $I_0 = \bar{I}_0 \cdot (\bar{r}/r)^2$ $(\bar{r}/r)^2 = 1 + 0,03344 \cdot \cos(0,9856^\circ \cdot \text{Dia Juliano} - 2,72^\circ)$ $(p/p_0) = \exp(-z/8434,5 \text{ m})$, <i>z</i> = altitude lugar $TL_{\text{Lisboa (Agosto)}} = 5,4$ ζ = ângulo solar zenital $\gamma = 90^\circ - \zeta$ (valor angular da altura do sol)</p> </div> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px;"> $S = I \cdot \cos \zeta = I \cdot \text{sen } \gamma$ <p>Numa superfície horizontal: $I = I_0 \exp[-TL \cdot (p/p_0) / (0,9 + 9,4 \text{ sen } \gamma)]$</p> <p>Numa superfície inclinada: $I(\beta, \alpha) = I \cdot \cos \eta$ $\cos \eta = \text{sen } \gamma \cdot \cos \beta + \cos \gamma \cdot \text{sen } \beta \cdot \cos(\alpha - \psi)$ β = inclinação da superfície α = azimute da superfície ψ = azimute solar</p> </div> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px;"> $D(\theta) = K \downarrow - S = K \downarrow - I \cdot \text{sen } \gamma$ <p>Numa superfície inclinada: $D(\beta, \alpha) = D(\theta) [\tau \cdot \cos \eta / \text{sen } \gamma + (1 - \tau) \cos^2(\beta/2)]$ $\tau = I / I_0$</p> </div>	<ol style="list-style-type: none"> 1. Conversão de valores DN (<i>Digital Number</i>) dos canais 1 a 5 e 7, para a radiância espectral no sensor (L_λ) – <u>Calibração radiométrica</u>: $L_\lambda = L_{\text{MIN}_\lambda} + (L_{\text{MAX}_\lambda} - L_{\text{MIN}_\lambda} / \text{QCALMAX}) \cdot \text{QCAL}$ <p>QCAL = DN, QCALMAX=255 e LMAX_λ e LMIN_λ são valores publicados em CLARK (1986), para cada um dos canais.</p> 2. Correção atmosférica. 3. Conversão das radiâncias espectrais para a reflectância no satélite, ou albedo planetário em cada banda: $p_p = \pi \cdot L_\lambda \cdot d^2 / \text{ESUN}_\lambda \cdot \cos \theta_s$ <p><i>d</i> é a distância Terra/Sol em unidades astronómicas, ESUN_λ é a radiância exoatmosférica média (valores publicados para cada canal em CLARK, 1986) e θ_s é o ângulo solar zenital em graus (também representado por ζ).</p> 4. “Albedo” (alb) = média das reflectâncias nos canais visíveis e IV próximo e médio (p_p dos canais 1 a 5 e 7). 5. $K \uparrow = K \downarrow \cdot \text{alb}$ 	$L \downarrow = \epsilon_{\text{eff}} \sigma T_{2m}^4$ <p>ϵ_{eff} = Emissividade hemisférica efectiva $= 9,9 \cdot 10^{-6} \cdot (T_{2m}/K)^2$</p> <p>$\sigma$ = Constante de Stefan-Boltzmann $= 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$</p> <p>$T_{2m}^4$ = Temperatura, em K, observada a 2 m do solo (no modelo utilizaram-se os dados de Lisboa/Aeroporto).</p>	<ol style="list-style-type: none"> 1. Conversão de radiância espectral (L_λ) em temperaturas de superfície (<i>K</i>) (canal 6): $T_s = \frac{K2}{\ln\left(\frac{K1}{L\lambda} + 1\right)}$ <p>onde K1 e K2 são constantes de calibração (valores publicados para o canal 6 em CLARK, 1986)</p> 2. $L \uparrow = \epsilon \cdot \sigma T^4 + (1 - \epsilon) \cdot L \downarrow$ <p>onde ϵ = Emissividade das superfícies, σ = Constante de Stefan-Boltzmann e</p> <p>Nota: $(1 - \epsilon) \cdot L \downarrow$, representa a radiação térmica da atmosfera que é reflectida pela superfície. Normalmente os valores que apresenta são muito baixos (OKE, 1987), pelo que se usa normalmente apenas a equação: $L \uparrow = \epsilon \cdot \sigma T^4$ com um erro típico inferior a 2% (VDI, 1994).</p>
<p>Balanço de radiação em pequeno comprimento de onda: $K^* = K \downarrow - K \uparrow$</p>		<p>Balanço de radiação em grande comprimento de onda: $L^* = L \downarrow - L \uparrow$</p>	
(ver siglas no texto)		<p>Balanço de radiação $Q^* = K^* + L^*$ (ver figura 9.5)</p>	

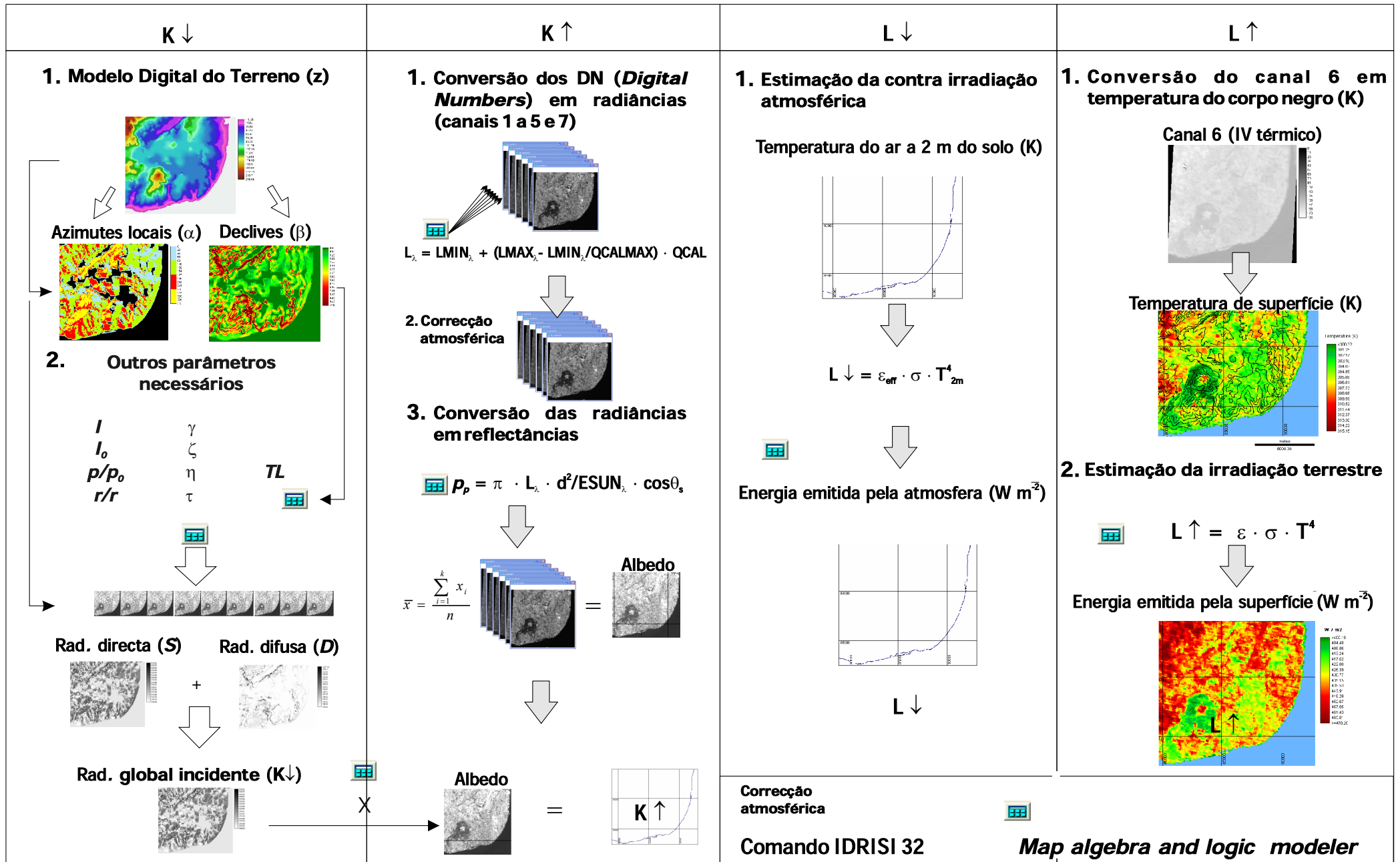


Fig. 9.5 –Esquema da modelação dos termos do balanço de radiação, com recurso a um SIG (Idrisi v.32).

Quadro 9.4 – Formulação das componentes do balanço energético a partir de imagens LANDSAT 5 TM

QG (calor armazenado)	QH (calor sensível)	QE (calor latente)
$QG_{(rural)} = (0,3673 - 0,3914 \cdot NDVI) \cdot K^* \cdot (-0,8826 \cdot \ln(K^*) + 5,0967)$	$QH = BR \cdot (Q^* - QG) / (1 + BR)$	$QE = (Q^* - QG) / (1 + BR)$
$QG_{(urbano)} = -(0,3673 - 0,3914 \cdot NDVI) \cdot Q^*$	BR (Quociente de Bowen) = QH/QE (fonte: OKE, 1987)	
$QG_{(floresta)} = -0,5 \cdot (0,3673 - 0,3914 \cdot NDVI) \cdot Q^*$		
NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) = $NDVI_{Landsat} = \frac{canal4 - canal3}{canal4 + canal3}$		

Ver figura 9.7 e siglas no texto

Quadro 9.5 – Alguns valores típicos do quociente de Bowen - BR (PARLOW, 2000)

Tipos de ocupação do solo	BR
Alta densidade urbana	1,5
Média densidade urbana	1,0
Baixa densidade urbana	0,8
Áreas industriais	1,8
Florestas coníferas	0,7
Floresta mista	0,5
Floresta decídua	0,4
Terrenos em pousio	0,5
Horticulturas e vinhas	0,5
Vegetação rasteira	0,6
Terra arável	0,7

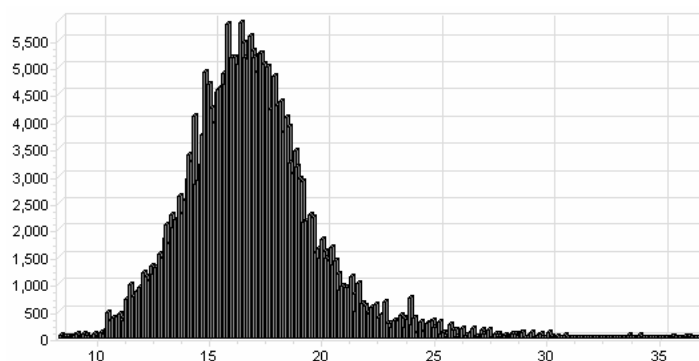


Fig. 9.6 – Albedo estimado para o centro de Lisboa. Média = 16,7 %, desvio padrão = 2,9 %

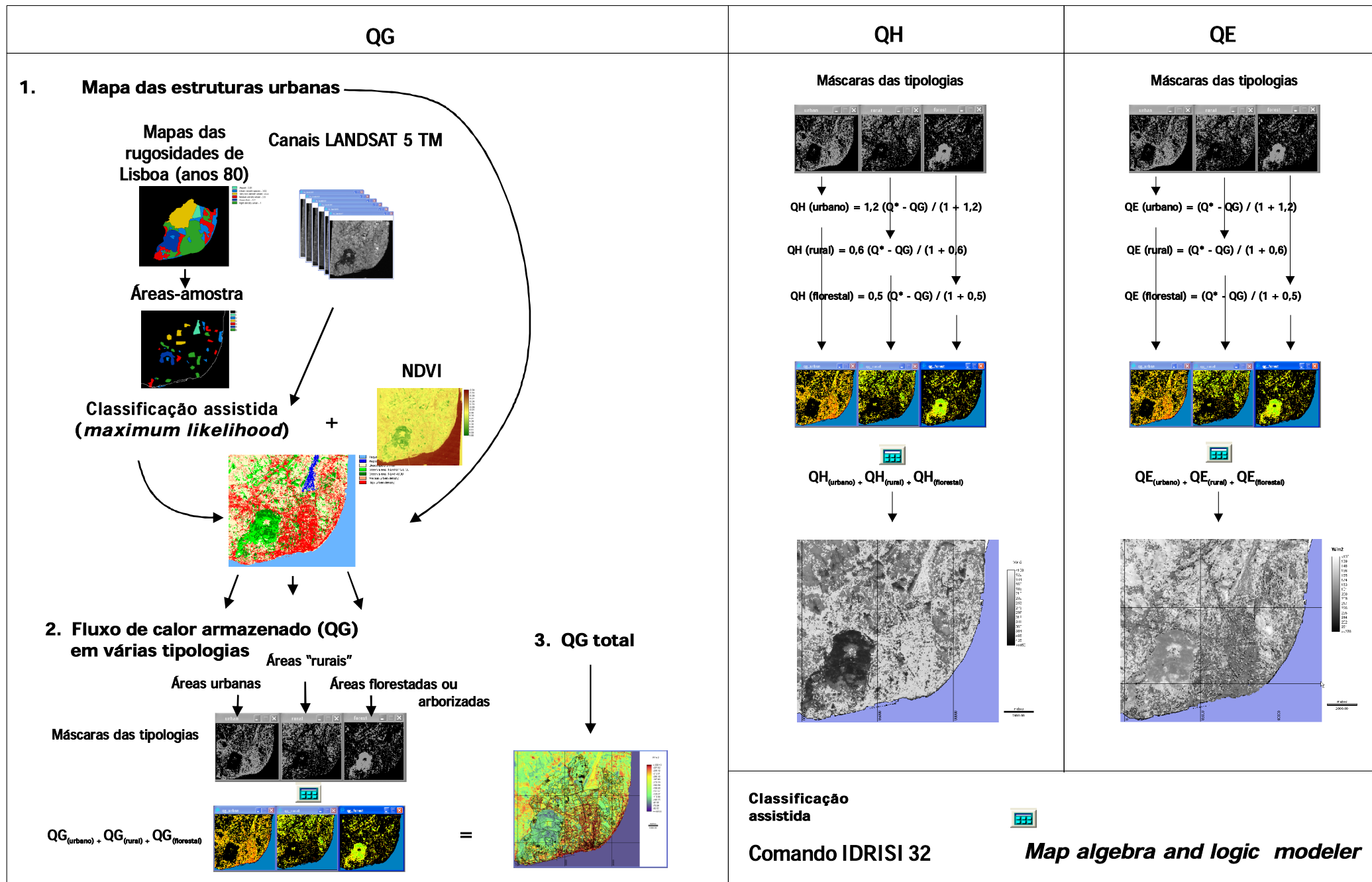


Fig. 9.7 – Esquema da modelação dos fluxos de turbulentos de calor latente (QE), sensível (QH) e armazenado no solo com recurso a um SIG (Idrisi v.32).

Toda a formulação que se apresenta é indicada para uma atmosfera sem nebulosidade. No caso de se utilizarem imagens de satélite com uma pequena percentagem de nuvens dever-se-ão utilizar factores de correcção (consultar VEREIN DEUTCHER INGENIEURE, 1994).

Como se utilizaram várias fontes, algumas das grandezas ou componentes são frequentemente referenciadas por siglas diferentes. No quadro 9.3, por exemplo, o ângulo solar zenital vem referido por θ_s ou ζ . Unicamente neste caso, optou-se por manter as duas siglas, para se tornar mais fácil a sua localização nas referências de origem. Noutros casos, optou-se por utilizar as siglas mais correntemente citadas. Para identificar os termos mais comuns, como por exemplo os dos balanços radiativo e energético (K, L, Q, QG, QE, QH), utilizaram-se trabalhos de referência como OKE (1987), por se ter generalizado o seu emprego entre os Climatologistas e Geógrafos.

Convém introduzir uma breve reflexão sobre as principais limitações do modelo apresentado, incidindo sobre os aspectos que se pretendem melhorar no futuro. Em primeiro lugar, citem-se as questões do albedo e da correcção atmosférica das imagens, já que os valores registados pelos sensores dos satélites contêm “ruídos” atmosféricos, devido à distância considerável entre eles e a superfície da terra (705 km no caso dos LANDSAT). A atenuação da radiação em pequeno comprimento de onda ocorre devido a variados factores: reflexão das nuvens, vapor de água, aerossóis, dispersão pelas moléculas de ar de tamanho inferior ao comprimento de onda da radiação (Rayleigh) e pelas partículas de tamanho idêntico ao comprimento de onda (dispersão de Mie), pela absorção do ozono em comprimentos de onda inferiores a $0,3 \mu\text{m}$ e vapor de água em comprimento de onda superior a $1 \mu\text{m}$ (CARLETON, 1991). A única atenuação importante no IV térmico deve-se à absorção atmosférica.

Os modelos de correcção atmosférica ainda são instrumentos de difícil manuseamento e da sua correcta utilização depende a precisão da informação obtida.

Outra questão fundamental é a criação de uma base de dados das emissividades típicas dos materiais utilizados nas nossas cidades, de modo a melhorar a qualidade dos valores das temperaturas de superfície que são, conjuntamente com o albedo, as variáveis locais que mais influenciam os valores do balanço de radiação.

A estimação do fluxo de calor armazenado (QG) foi testado em cidades da Europa Central, nomeadamente na Suíça, Alemanha e este da França, no projecto REKLIP (PARLOW, 1996 a, b e 2000). A sua aplicação na cidade de Lisboa carece de mais estudos, para averiguar a sua relação com o índice de vegetação (NDVI) e com os termos do balanço radiativo. A sua utilização provém de uma ideia chave: a densidade de vegetação, directamente relacionada com o NDVI, actua como factor de resistência ao fluxo de calor armazenado (PARLOW, 2000). Esses estudos só serão possíveis quando se adquirir a instrumentação necessária para o seu registo sistemático, facto que não acontece actualmente.

Quanto às classes de uso do solo utilizadas, preferiu manter-se a nomenclatura original - $QG_{(urbano)}$, $QG_{(rural)}$ e $QG_{(florestal)}$, apesar de, nos arredores de Lisboa, já não existirem áreas verdadeiramente rurais e a única área florestal ser Monsanto. Para se poder aplicar a formulação apresentada no quadro 9.4, adaptaram-se as classes a três grandes tipos de ocupação do solo na cidade: a parte urbana edificada que se definiu como $QG_{(urbano)}$; as áreas arborizadas - $QG_{(florestal)}$ foram identificadas a partir do NDVI superior a 0,15 (áreas verdes no “Mapa das grandes estruturas urbanas de Lisboa para aplicação climática”, fig. 9.3); finalmente o $QG_{(rural)}$ corresponde, no mesmo mapa, às áreas sem ocupação dominante. Estas são as áreas devolutas em torno e dentro da cidade, caracterizadas por uma miscelânea de vegetação rasteira e solos nus que, sob o ponto de vista energético, mais se assemelham às áreas rurais. Também aqui se deverão desenvolver novos estudos para melhorar a qualidade do modelo.

O balanço global da metodologia proposta resume-se finalmente a três questões essenciais. Em primeiro lugar, esta tentativa parece ser um bom ponto de partida para atingir os fins propostos, enunciados no início do trabalho. A estimação de grandezas físicas são essenciais para aprofundar os nossos conhecimento sobre o ritmo e distribuição dos padrões térmicos na cidade, que só assim se poderão explicar convenientemente. A previsão das componentes energéticas, a partir desta metodologia, poderá também ser uma campo de aplicação importante no futuro. A condição de sustentabilidade urbana determina que a aplicação destes estudos ao conforto humano, à poluição, etc., seja outro domínio importante, tornando-se necessário elaborar um “Atlas climático de Lisboa” para o planeamento estratégico da cidade.

Em segundo lugar deve-se realçar a investigação necessária neste domínio da modelização climática, nomeadamente tentando superar a limitação das imagens de satélite de média resolução espacial, cuja passagem matinal sobre o território em estudo apenas permite a caracterização de uma parte do dia, sobretudo de forte aquecimento. A sua integração com informação de outros satélites de menor resolução mas com duas, ou mais, passagens diárias (como os da família NOAA), pode ser uma boa hipótese de trabalho.

Por fim é necessário validar os resultados com dados observados no terreno. Alguns podem ser empiricamente validados, mas carece-se de valores registados sistematicamente por inexistência de instrumentação em meio urbano.

4. RESULTADOS: OS BALANÇOS RADIATIVO E ENERGÉTICO EM LISBOA, A 19 DE AGOSTO DE 1994 (APROXIMADAMENTE ÀS 10:00 H, TEMPO LOCAL)

A análise efectuada aos resultados obtidos estrutura-se sob duas formas:

- 1) uma análise espacial geral, onde se mostram as grandes diferenças energéticas na cidade e a sua comparação com as áreas suburbanas menos densamente ocupadas pelo homem

- 2) Uma análise de pormenor através de casos que representam locais bem distintos (fig. 9.8). Os valores médios de todos os termos do balanço energético nesses locais (quadrados com ≈ 635 m de lado) são apresentados, no final do capítulo, sob a forma de resumo (quadro 9.9). Da confrontação de resultados dentro e fora da cidade, resulta uma comparação que permitirá avaliar, com alguma certeza, as modificações energéticas que deverão ocorrer na cidade com a sua expansão.

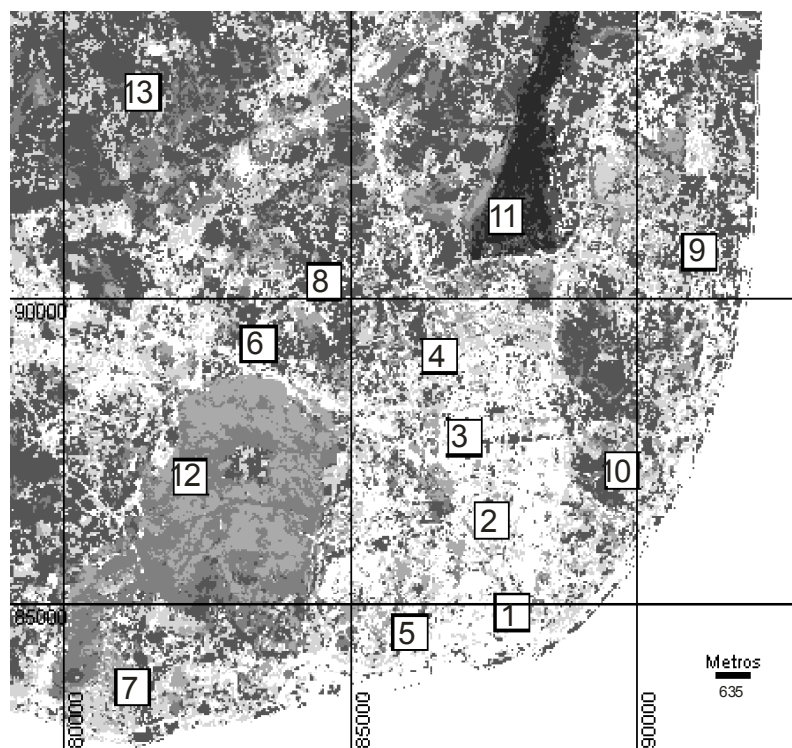


Fig. 9.8 – Locais onde foram extraídos os valores médios das componentes do balanço energético (ver também o quadro 9.9, no final do capítulo). 1 – Baixa; 2 – Marquês; 3 – Saldanha; 4 – Campo Grande; 5 – Alcântara; 6 – Benfica; 7 - Belém; 8 – Lumiar; 9 – Expo; 10 – Chelas; 11 – Aeroporto; 12 – Monsanto; 13 – Odivelas/Loures.

Nota: não se apresenta a forma mais correcta de escala gráfica do mapa, porque ela pretende mostrar a medida lateral de cada quadrado.

No dia da passagem do satélite sobre Lisboa o estado do tempo à superfície era influenciado pelo anticiclone dos Açores, que se prolongava até ao mediterrâneo ocidental e por uma depressão de origem térmica sobre a Península Ibérica, sendo por isso a nebulosidade fraca (1/8). Às 12 horas, o vento de este observado na estação de Lisboa/Gago Coutinho – no norte da cidade junto ao Aeroporto- era fraco (cerca de 2,5 m/s), a temperatura de 27°C e a humidade relativa de 53%. Na estação meteorológica de Lisboa/Geofísico (no centro/sul de Lisboa), a temperatura do ar a 2 m do solo registou um valor máximo de 32°C, enquanto junto ao solo a temperatura mínima na relva foi de 14,4°C (fig. 9.9). A figura mostra que o dia 19 de Agosto de 1994 culmina um dos períodos mais quentes do mês (e do ano), com uma sequência de cinco dias com temperaturas máximas superiores 27°C.

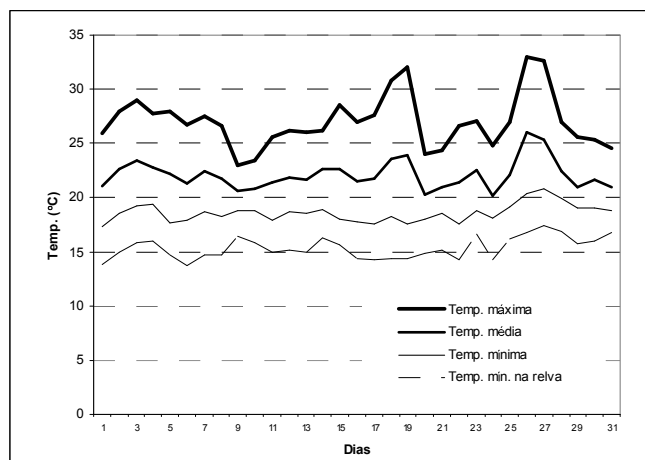


Fig. 9.9 – Temperaturas do ar na estação meteorológica de Lisboa/Geofísico em Agosto de 1994 (fonte: Instituto Geofísico do Infante D. Luís)

4.1 BALANÇO DE RADIAÇÃO (Q^*).

Como foi referido, as principais grandezas físicas que comandam o balanço de radiação local (Q^*) são o albedo (alb) e a temperatura de superfície (T_s). É sobre estes parâmetros que irá recair a primeira análise.

4.1.1 ALBEDO.

O albedo, estimado durante a passagem do satélite (fig. 9.10), mostra uma cidade com três grandes conjuntos de superfícies em termos de propriedades reflectivas: o parque florestal de Monsanto e pequenas manchas de arvoredos com valores na ordem dos 8 a 10 %, o núcleo central da cidade entre 10 e 25% (com uma média de 16,7% - fig. 9.6) e o norte (Lumiar e Concelho de Loures) e nordeste da cidade (Expo), com uma maior heterogeneidade de valores, predominantemente superiores a 22%. Toda a coroa suburbana é composta por uma diversidade de tipos de ocupação do solo, que caracterizam o crescimento da área metropolitana em torno de Lisboa: expansão de novos núcleos habitacionais, muitas áreas onde dominam os terrenos devolutos (à espera de serem urbanizados), normalmente ocupados por vegetação rasteira e ainda algumas manchas verdes, sobretudo matas, resíduos de uma actividade predominantemente agrícola, que entrou em declínio na primeira metade do século passado.

Estes valores diferenciados do albedo devem-se mais às propriedades reflectivas das superfícies do que à radiação incidente. Esta depende sobretudo de factores astronómicos e de propriedades da atmosfera (distância entre a Terra e o Sol, altura e azimute solar, estação do ano, propriedades ópticas e turbidez da atmosfera, etc.) e de factores locais, como a altitude, o declive e exposição das vertentes. Como a área de estudo é relativamente limitada no espaço, não há uma

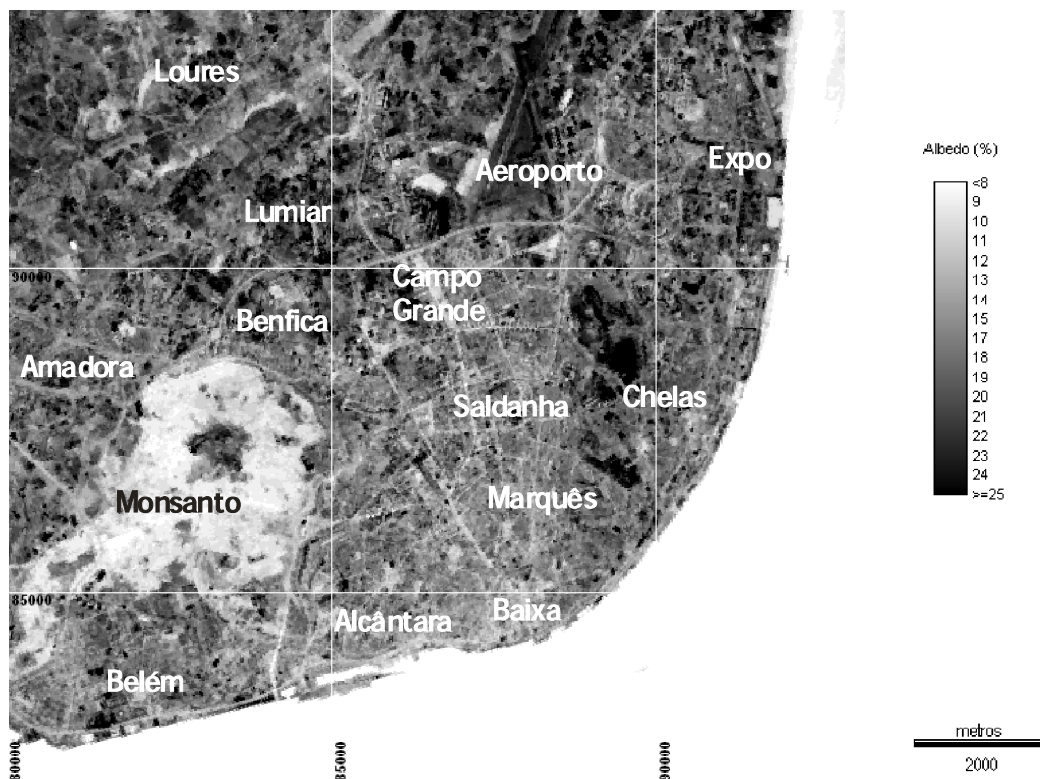


Fig. 9.10 –Albedo em Lisboa

grande heterogeneidade nos factores locais, a radiação global ao início da manhã neste dia de Verão tem uma fraca amplitude de valores, que oscilam entre 754^{67} e 762 W m^{-2} (com uma média de 761 e um desvio padrão de $0,47 \text{ W m}^{-2}$). Assim, o albedo varia essencialmente com a radiação reflectida que, em Monsanto, é inferior a 80 W m^{-2} contrastando, por exemplo, com os 230 W m^{-2} reflectidos nas superfícies desocupadas de Chelas, ou os 160 W m^{-2} na área das pistas do Aeroporto. Note-se que a fraca rugosidade pode explicar estes valores elevados de reflexão.

A baixa reflexão nas matas (cujo complexo foliar é uma “armadilha” da radiação incidente) determina valores fracos de albedo, característico das áreas ocupadas por florestas⁶⁸. Note-se que a clareira de central de Monsanto contrasta com o conjunto do parque, porque não é ocupado por vegetação de alto porte, mas sim por um misto de áreas desocupadas com vegetação rasteira e alguns edifícios que compõem o complexo prisional/judicial.

A uma escala mais fina podem observar-se as diferenças entre os materiais que compõem o núcleo central da cidade, no eixo entre a Baixa e o Campo Grande (fig. 9.11).



Fig. 9.11 – Albedo no “centro” de Lisboa.

São visíveis três classes distintas: com albedo inferior a 15 % encontramos as principais vias de comunicação, os passeios ajardinados do Parque Eduardo VII e vários jardins, como o Botânico a oeste da Avenida da Liberdade; outra classe com valores entre 16 e 20 % (65 % do total da área), que corresponde aos telhados da cidade; e, finalmente, uma terceira classe com valores superiores a 21 %, que ocorre sobretudo a leste da Av. Almirante Reis (cemitério do Alto de S. João) e também em zonas desocupadas em 1994, a norte do Parque Eduardo VII, onde actualmente existe um

⁶⁷ Valores observados sobretudo na vertente exposta a noroeste da depressão de Odivelas-Loures.

⁶⁸ Valores semelhantes de albedo foram estimados a partir de imagens LANDSAT TM (10 a 12%) nas florestas de coníferas que envolvem a cidade de Karlsruhe, na Alemanha, em Julho de 1984.

centro comercial. O valor mais baixo das ruas e avenidas, pavimentadas com alcatrão, deve-se à sua eficiente capacidade de absorverem energia (e serem fracas reflectoras, com cerca de 80 a 90 W m⁻² e albedo inferior a 15%, valores estimados, por exemplo, na Av. da Liberdade entre a Baixa e o Marquês). As superfícies envolventes, essencialmente os telhados e espaços interiores dos edifícios, reflectem cerca de 120 a 130 W m⁻². Os jardins e outros espaços verdes formam pequenas manchas com albedos inferiores a 12%.

4.1.2 TEMPERATURAS DE SUPERFÍCIE (Ts)

Como já foi notado por outros autores (OKE, 1995, PARLOW 1998), as temperaturas mais elevadas das superfícies (Ts) são erradamente usadas como indicador da ilha de calor urbano (medida a 2 metros do solo), o que não é absolutamente correcto porque as temperaturas do ar resultam da interacção entre várias grandezas físicas como a radiação, a energia disponível para os fluxos de calor turbulento e armazenado, ou os ventos locais que comandam os fluxos verticais e a advecção.

O mapa da figura 9.12 mostra as temperaturas de superfície à hora da passagem do satélite. O núcleo urbano central de Lisboa apresenta temperaturas entre os 303,6 K, (Saldanha) e 306,4 K (Benfica) inferiores às áreas suburbanas de Loures (309,5 K). Neste Concelho, apenas as vertentes expostas a noroeste, que recebem a esta hora uma menor quantidade de energia incidente, têm um temperatura inferior (303 K). Dentro da cidade, Belém (302,9 K) e a Encarnação (entre a Expo e o Aeroporto, com 302 K) são dois núcleos com temperaturas ligeiramente inferiores. Na origem deste facto está a sua estrutura com bastantes espaços verdes (fig. 9.13). Veja-se o contraste da Encarnação com Chelas, imediatamente a sul (304,8 K) e com a zona da actual Expo (305,9 K). Os locais onde Ts é mais elevada eram, em 1994, constituídas predominantemente por devolutos, praticamente sem os espaços verdes, que outrora dominavam o termo de

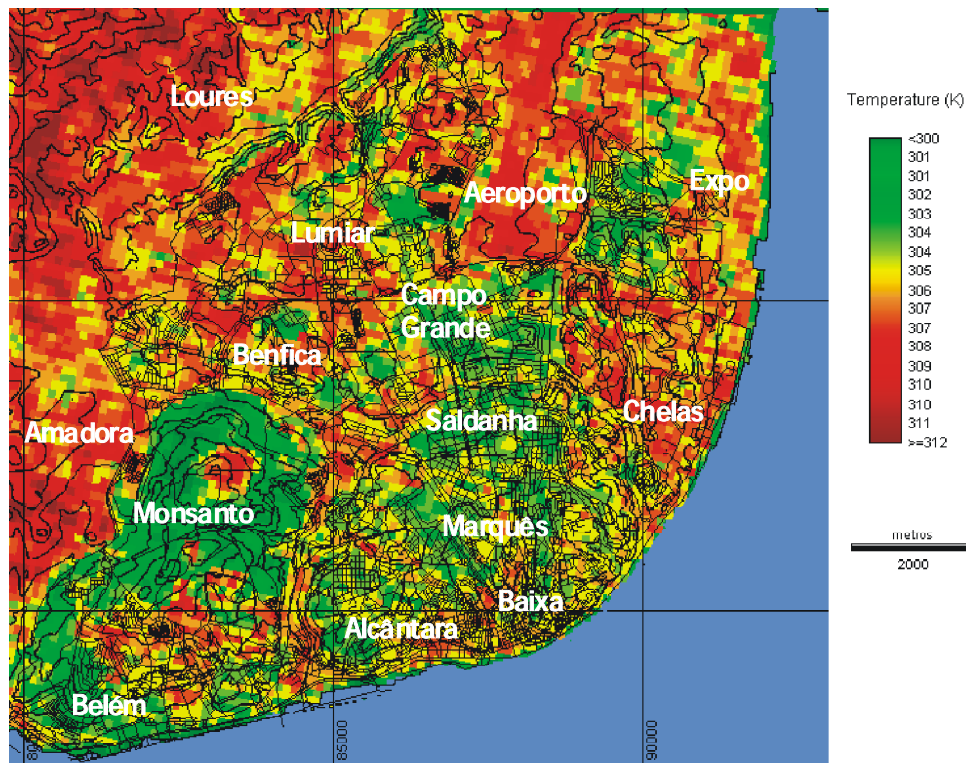


Fig. 9.12 –Temperaturas de superfície (T_s) em Lisboa.

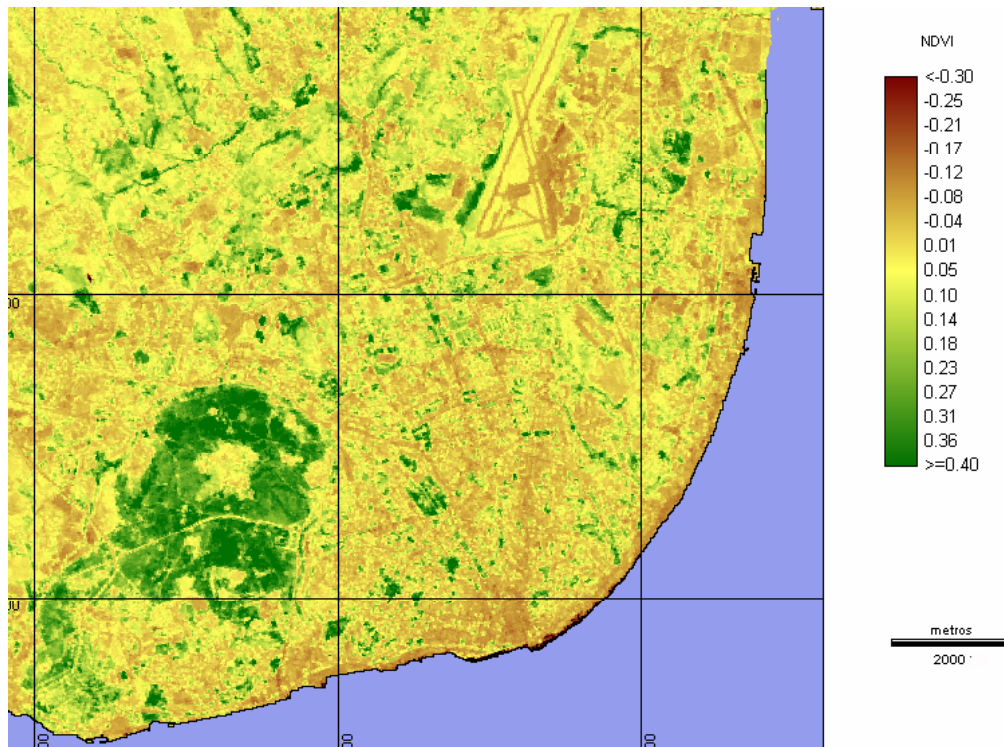


Fig. 9.13 –NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) estimado a partir dos canais 3 e 4 do satélite Landsat 5 TM em Lisboa.

Lisboa. A superfície mais quente dentro do perímetro da cidade é o Aeroporto de Lisboa (307,7 K). O parque florestal de Monsanto apresenta os valores de T_s mais baixos de toda a cidade (300,8 K). Relembre-se que os valores de reflectância observados pelo satélite correspondem à copa das árvores, sendo portanto a temperatura de superfície representativa da parte superior desta estrutura vegetal.

4.1.3 COMPARAÇÃO DO BALANÇO DE RADIAÇÃO EM VÁRIOS LOCAIS DE LISBOA E NOS ARREDORES

A distribuição espacial do balanço de radiação (Q^*), no momento da passagem do satélite sobre Lisboa (fig. 9.14), é o resultado das várias combinações entre as grandezas físicas anteriormente descritas. São identificadas três grandes áreas de características distintas:

- a) Q^* inferior a 590 W m^{-2} - Os exemplos mais evidentes são as áreas com albedo elevado, superior a 17% (perda radiativa de pequeno comprimento de onda) e temperaturas de superfície elevadas, superiores a 305 K (perda radiativa de grande comprimento de onda). Correspondem aos locais desocupados, devolutos ou de vegetação rasteira (Chelas, Expo, noroeste da cidade, entre o Lumiar Benfica e a oeste da depressão de Odivelas/Loures) e às superfícies boas reflectoras de baixa rugosidade que compõem o Aeroporto de Lisboa.
- b) Q^* entre 590 e 640 W m^{-2} - Corresponde a grande parte da estrutura urbana e às vertentes da depressão de Odivelas/Loures expostas a noroeste e ao vale anaclinal da Calçada de Carriche (prolongamento do eixo Campo Grande Loures). Combina as temperaturas de superfície na ordem dos 302 a 305 K com albedo inferior a 17%.
- c) Áreas com valor de (Q^*) superior 640 W m^{-2} – Grandes manchas verdes do parque florestal de Monsanto e Campo Grande e arvoredos a Oeste do

Aeroporto. O balanço radiativo mais elevado resulta de uma albedo fraco (cerca de 10 %) e as mais baixas temperaturas de superfície observadas (≈ 301 K).

Conforme foi também observado na região suíça de Basileia e alemã de Karlsruhe (PARLOW 1998), as áreas urbanas têm a esta hora no Verão uma menor quantidade de radiação disponível, quando comparadas com as áreas florestadas (quadro 9.6). Nos exemplos citados, as áreas rurais que circundam as cidades apresentam valores mais elevados de Q^* do que as áreas urbanas. Em Lisboa as áreas suburbanas com ocupação diversa (que de alguma forma se tentou equiparar a áreas rurais) têm, pelo contrário, um valor inferior de Q^* .

Quadro 9.6 – Valores médios do balanço radiativo em três grandes tipos de ocupação do solo, em Lisboa.

Áreas	$Q^*_{\text{média}}$ (W m^{-2})
urbanas	591
Suburbanas com ocupação diversa	581
florestadas	610

Pode concluir-se que, em termos radiativos, estas áreas suburbanas não têm as mesmas “características rurais” que deverão ter tido há algumas décadas atrás, por serem superfícies com pouca vegetação (por vezes nenhuma), boas reflectoras e com temperaturas de superfície elevadas.

4.2 BALANÇO ENERGÉTICO

Apesar do inconveniente das áreas suburbanas não terem características marcadamente rurais (ao contrário das cidades onde foram testados os algoritmos utilizados), manteve-se a formulação apresentada no ponto 3.2 para estimar o fluxo de calor armazenado (QG). Apesar da metodologia parecer adequada aos fins a que se destina, necessitará de alguns acertos futuros à região de Lisboa. Os valores do *Bowen Ratio* utilizados baseiam-se na relação entre o fluxo de calor sensível e latente nas latitudes médias: áreas urbanas (1,2), valor entre a média e alta densidade urbana; áreas florestadas (0,5); áreas suburbanas com ocupação diversa (predominando a vegetação rasteira ou solos desocupados - 0,55), valor intermédio entre os terrenos em pousio e a vegetação rasteira – quadro 9.5).

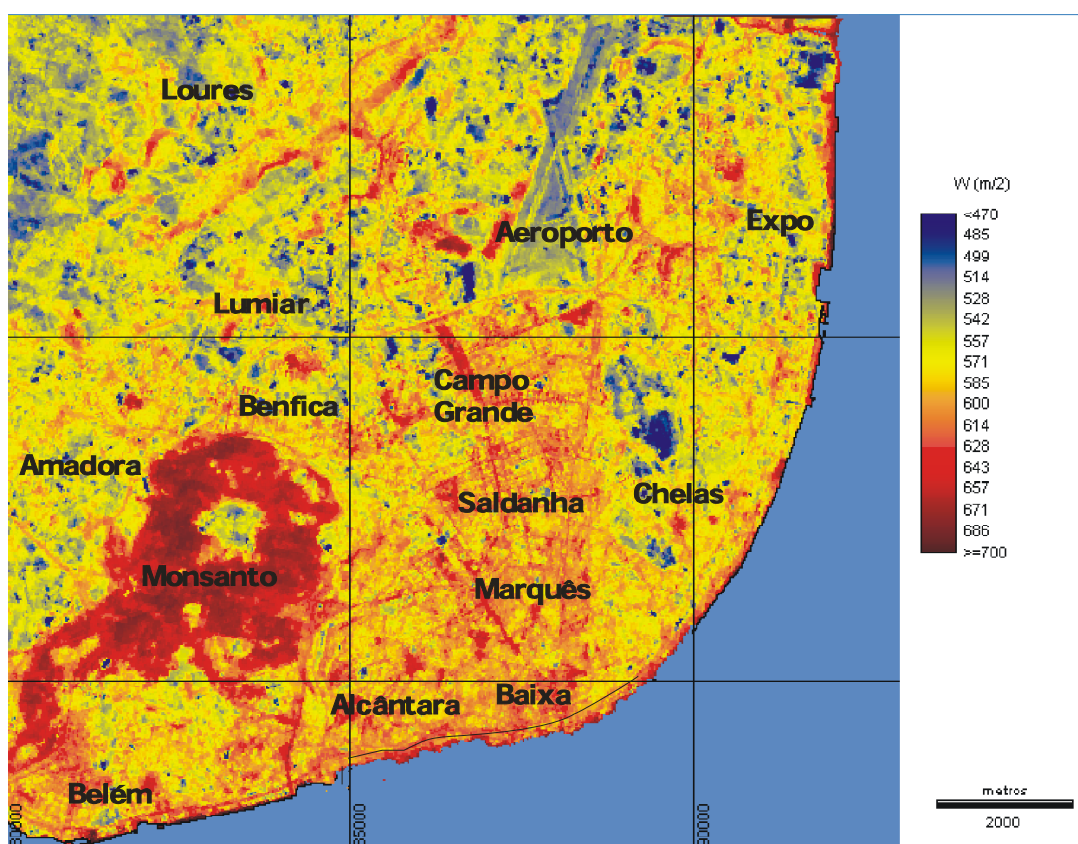


Fig. 9.14 –Balanço de radiação (Q^*) em Lisboa.

4.2.1 FLUXO DE CALOR ARMAZENADO (QG).

O histograma de frequências bimodal desta variável em Lisboa mostra claramente a dicotomia entre as áreas urbanas e os restantes tipos de ocupação (fig. 9.15). Dentro da cidade, a classe modal situa-se a cerca de 200 W m^{-2} , contrastando com os 91 W m^{-2} de Monsanto e os 130 W m^{-2} de Loures.

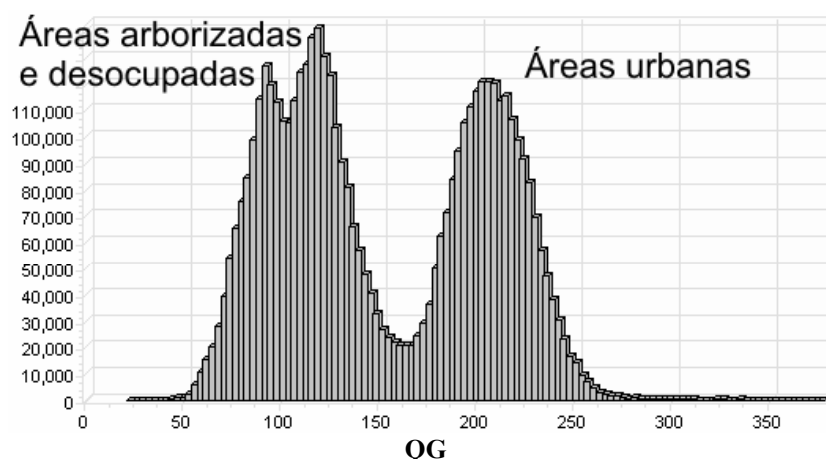


Fig. 9.15 –Frequências dos valores de calor armazenado (QG) em Lisboa.

Os valores mais elevados foram estimados na “Baixa” (230 W m^{-2}), decrescendo para a periferia (Campo Grande – 160 W m^{-2} ; Belém 110 W m^{-2} ; Lumiar 138 W m^{-2}), acompanhando os principais eixos da cidade (fig. 9.16).

PARLOW (2000) utilizou a razão entre o fluxo de calor condutivo e o balanço de radiação (QG/Q^*) como indicador da energia disponível nas superfícies (fig. 9.17). As áreas urbanas e o Aeroporto possuem, em média, mais de 33 %, enquanto o parque florestal de Monsanto apenas armazena 14% da energia radiativa e Loures 24%. Mantendo-se a proporcionalidade do calor disponível para ser libertado durante a noite, poderá estar encontrada a verdadeira razão da existência da ilha de calor urbano, mesmo no período estival. Futuros trabalhos com imagens, noutros períodos do ano, poderão dar indicações mais precisas sobre o ritmo estacional da ICU.

Na figura 9.18, apresenta-se a relação entre o calor acumulado e o total de energia radiativa disponível (QG/Q^*), as temperaturas de superfície (T_s) e o

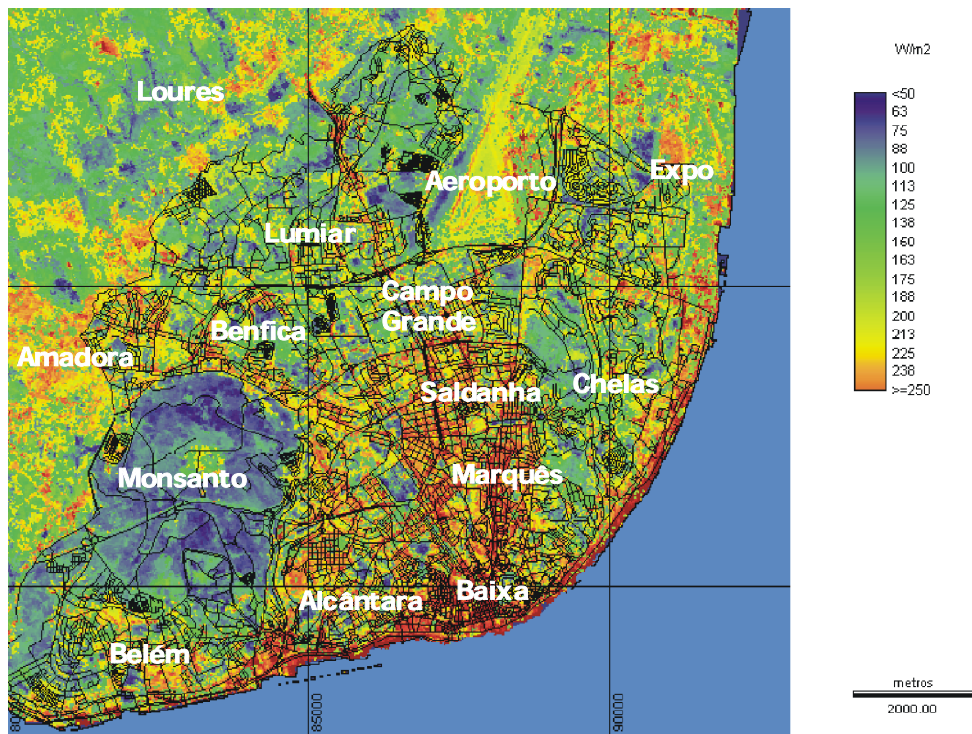


Fig. 9.16 – Fluxo de calor armazenado em Lisboa (QG).

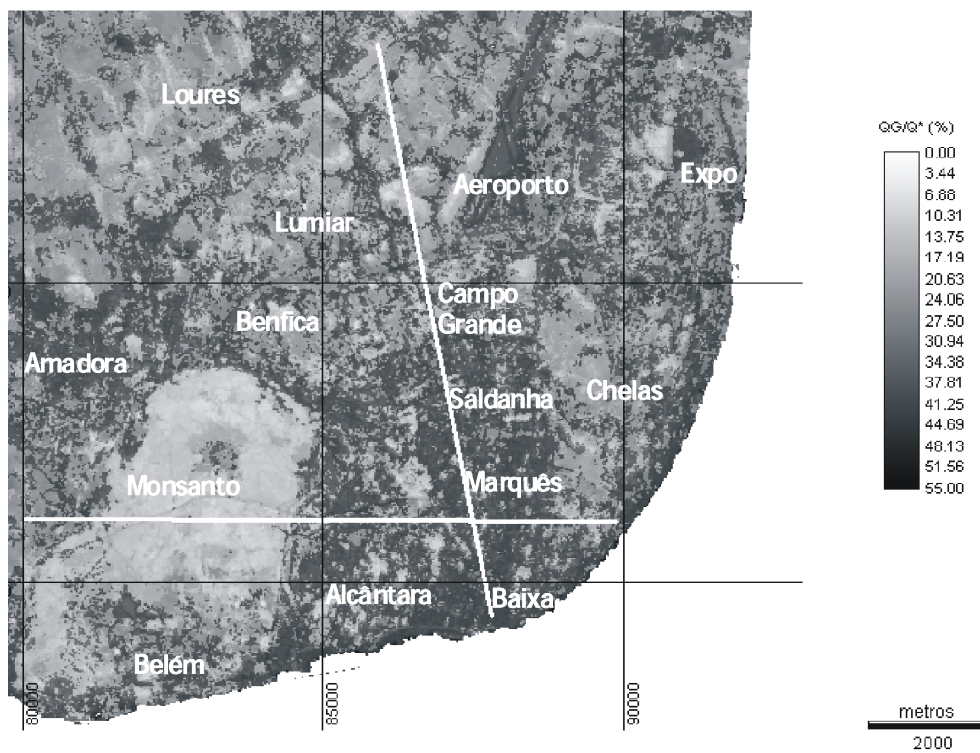


Fig. 9.17 – Razão entre o fluxo de calor armazenado e o balanço de radiação (Q_G/Q^*) em Lisboa. As duas linhas indicam a localização do perfis das figuras 9.18 e 9.19.

albedo, em dois perfis (NNW/SSE e W/E) em Lisboa. Na fig. 9.17, encontra-se a localização desses perfis.

No perfil NNW/SSE, verifica-se a descida da temperatura de superfície (embora ocorra uma pequena inflexão positiva na Baixa) e do albedo para Sul. Se não forem compensadas pela radiação global incidente e/ou pela contra irradiação atmosférica (que é a condição que se verifica, já que este balanço é instantâneo e os factores que comandam aquelas grandezas apenas variam com o decorrer do dia ou com a modificação dos factores atmosféricos), a diminuição do albedo e de T_s implicam uma menor perda de energia reflectida (pequeno comprimento de onda) e térmica (grande comprimento de onda) e portanto o aumento da energia radiativa total (Q^*). No presente caso esse aumento é de cerca de 12,5 % na Baixa em relação ao norte da cidade (quadro 9.7).

Apesar deste aumento, o fluxo de calor armazenado no sul da cidade é muito maior e portanto a relação entre estas duas grandezas aumenta no sul. Ou seja, não considerando outros fluxos, a energia armazenada nas superfícies urbanas do núcleo central de Lisboa (34 a 38%) é maior do que nos subúrbios não urbanizados, ou menos densos (cerca de 24%). Pelo contrário, as áreas do norte da cidade têm mais energia disponível para ser libertada através dos fluxos de calor turbulento.

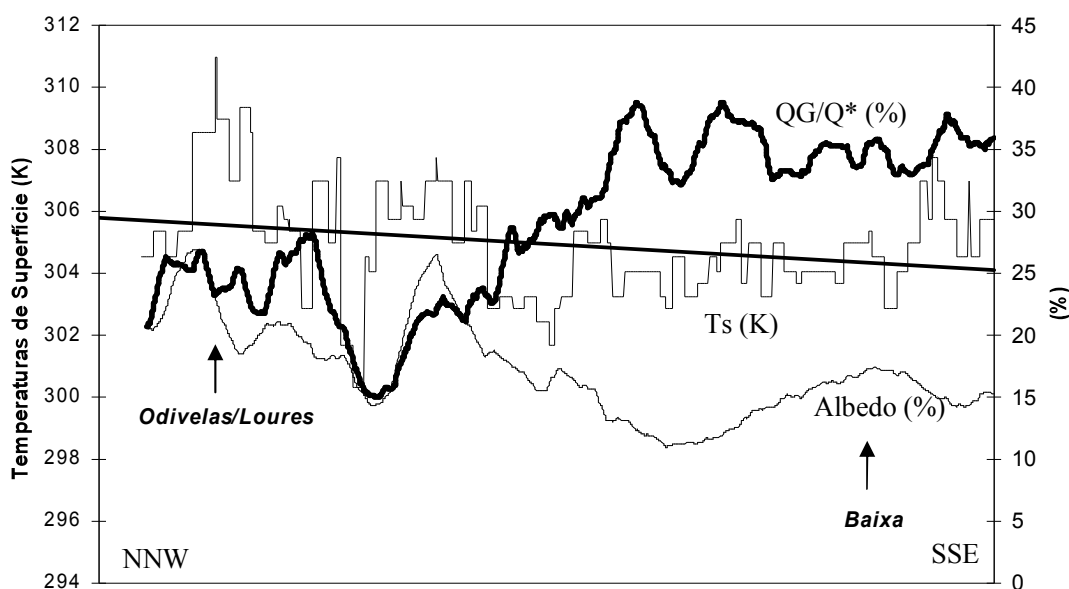


Fig. 9.18 – Energia disponível (Q_G/Q^*), temperaturas de superfície (T_s) e albedo, num perfil NNW/SSE em Lisboa.

Quadro 9.7 – Variação norte /sul dos termos do balanço radiativo e do calor armazenado em Lisboa (valores aproximados)

Norte da cidade			
K ↓ (W m ⁻²)	760	L ↓ (W m ⁻²)	390
K ↑ (W m ⁻²)	150	L ↑ _b (W m ⁻²)	440
Albedo (%)	19,7	T _s (K)	309
K* (W m ⁻²)	610	L* (W m ⁻²)	-50
Q* (W m ⁻²)			560
QG (W m ⁻²)			130
QG/Q* (%)			23,2
Sul da cidade			
K ↓ (W m ⁻²)	760	L ↓ (W m ⁻²)	390
K ↑ (W m ⁻²)	100	L ↑ _b (W m ⁻²)	420
Albedo (%)	13,2	T _s (K)	305
K* (W m ⁻²)	660	L* (W m ⁻²)	-30
Q* (W m ⁻²)			630
QG (W m ⁻²)			230
QG/Q* (%)			36,5

Na figura 9.19, é claro o contraste entre Monsanto e o centro de Lisboa (Marquês de Pombal). Nota-se, mais uma vez, a copa do arvoredo de Monsanto como a superfície mais fria de toda a área (excepto uma pequena clareira que interrompe esta tendência), que associada a uma fraca reflexão (albedo $\approx 10\%$) determina um Q* bastante elevado (662 W m⁻²). Como QG é baixo, Monsanto apenas armazena cerca de 15 % do total de energia recebida, enquanto o centro da cidade armazena 34 a 38%. Os bairros que constituem excepções são aqueles onde a componente vegetativa é importante, como o Campo Grande (27,5%) e Belém (18,4%).

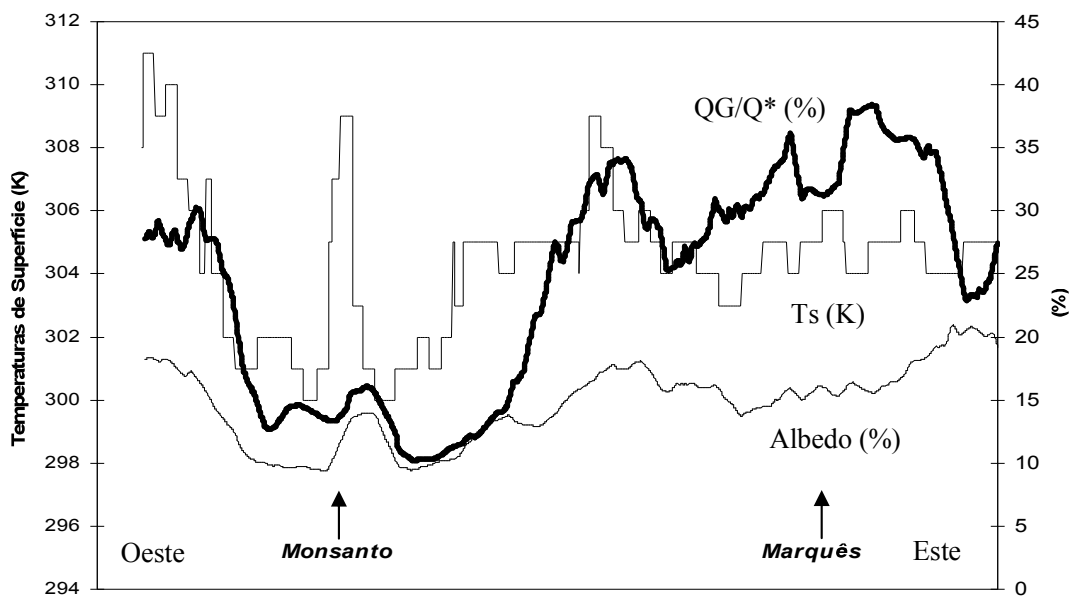


Fig. 9.19 – Energia disponível (Q_G/Q^*), temperaturas de superfície (T_s) e albedo, num perfil oeste/este em Lisboa (a sua localização encontra-se na fig. 9.17).

Conclui-se que, já no início da manhã, há uma maior quantidade de calor acumulado no solo da cidade, calor esse disponível para ser libertado para a atmosfera urbana durante a noite, podendo assim contribuir para o aquecimento do ar. Os bairros cuja componente “verde” é maior, têm menores possibilidades de formar ilhas de calor.

4.2.2 FLUXOS DE CALOR SENSÍVEL (Q_H) E LATENTE (Q_E)

Devido à pouca vegetação na cidade, o fluxo de calor latente é obviamente bastante baixo, quando comparado com os subúrbios de Loures ou o parque florestal de Monsanto. A amplitude de valores entre estes tipos de ocupação é elevada, indo de 177 W m^{-2} na Baixa até a 377 W m^{-2} estimados em Monsanto (fig. 9.21). A amplitude de valores pode ascender a mais de 270 W m^{-2} (fig. 9.20). Dentro da cidade, os locais mais arborizados possuem valores mais elevados de Q_E , como o Campo Grande (236 W m^{-2}) e Belém (310 W m^{-2}), enquanto o núcleo mais antigo (eixo Baixa, Marquês⁶⁹, Saldanha) regista os valores mais baixos, não ultrapassando 190 W m^{-2} .

⁶⁹ Note-se que o baixo valor estimado junto à Pr. Marquês de Pombal, também conhecida por Rotunda, não inclui o parque Eduardo VII. Neste local, o fluxo de calor latente ascende a 360 W m^{-2} .

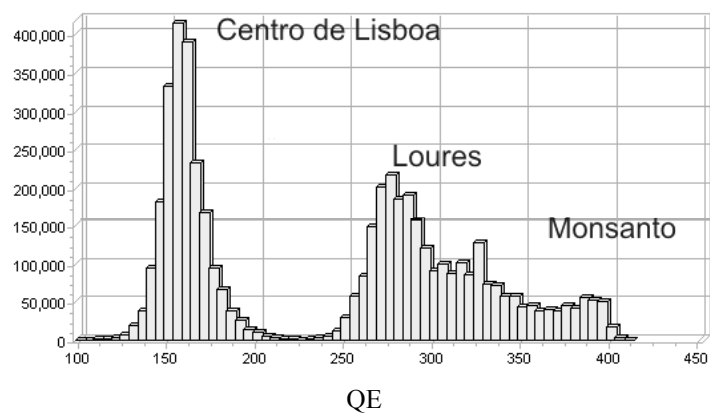


Fig. 9.20 –Frequências do fluxo de calor latente (QE) em Lisboa.

Considerando toda a área de estudo, a amplitude de valores do fluxo de calor sensível ($\approx 130 \text{ W m}^{-2}$) é menor do que a amplitude de QE (fig. 9.20).

Os valores mais baixos de QH são estimados em Loures (158 W m^{-2}), enquanto Monsanto e o centro de Lisboa registam valores semelhantes (≈ 195 e 205 W m^{-2}). Esta semelhança entre áreas urbanas e florestadas, também notada em Basileia por PARLOW (2000), pode ser explicada por um balanço radiativo inferior na cidade, compensado por um forte armazenamento de calor durante o dia. Por outro lado, o calor latente diminui fortemente (-200 W m^{-2} no centro do que em Monsanto) devido à quase ausência de vegetação. Veja-se um exemplo demonstrativo no quadro 9.8: no interior da cidade Q^* é 60 W m^{-2} inferior a Monsanto e o calor sensível (QH) é semelhante nos dois locais. É essencialmente a relação entre calor latente e armazenado, (maior o primeiro na área florestal e o segundo na malha urbana) que contrapesa o balanço radiativo. Sendo este mais elevado em Monsanto, conclui-se que a libertação de calor latente para a atmosfera em meio florestal é relativamente mais importante do que a absorção de calor pelas superfícies em meio urbano, o que determina climas locais diferentes nestas duas áreas.

Quadro 9.8 – Comparação do balanço energético entre áreas florestadas e o centro da cidade (valores em W m^{-2}).

Monsanto				<i>Interior da cidade</i>			
Q^*	QG	QE	QH	Q^*	QG	QE	QH
660	90	370	200	600	230	170	200
	QG + QE = 460				QG + QE = 400		
660	-	460	= 200	600	-	400	= 200

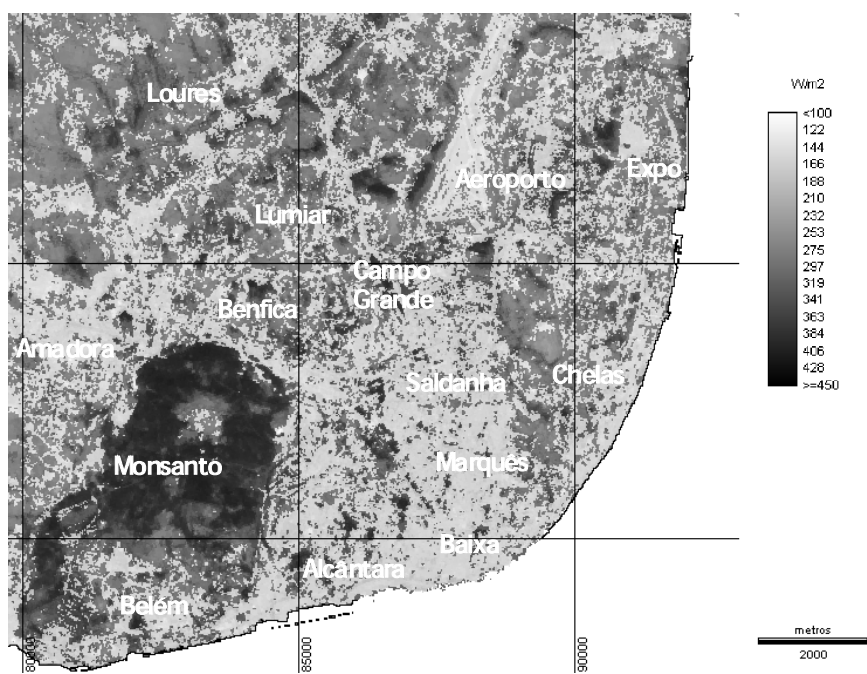


Fig. 9.21 – Fluxo de calor latente (QE) em Lisboa.

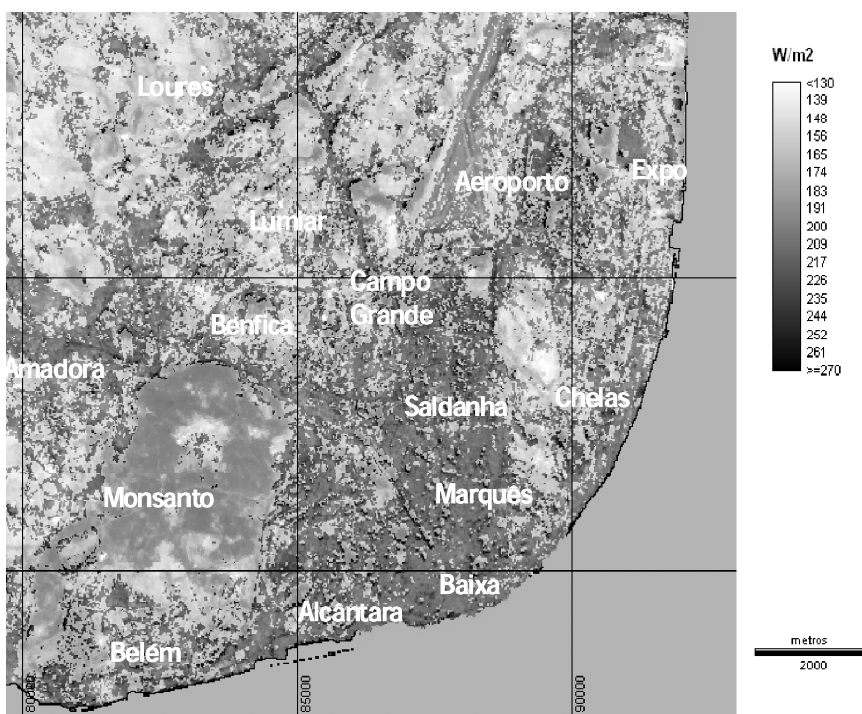


Fig. 9.22 – Fluxo de calor sensível (QH) em Lisboa.

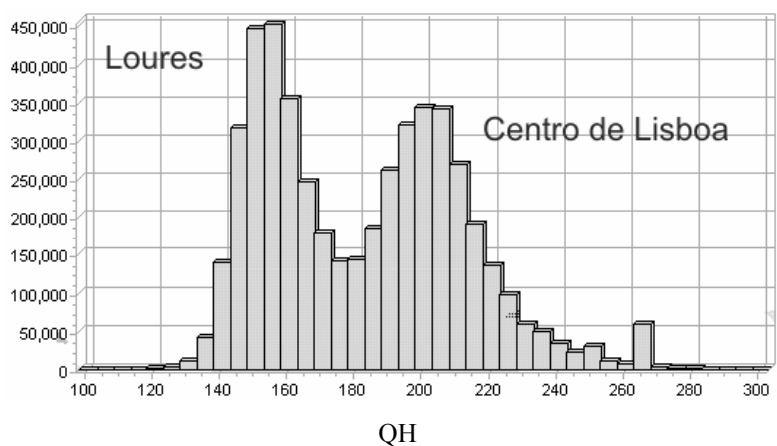


Fig. 9.23 –Frequências do fluxo de calor sensível em Lisboa.

5 CONCLUSÕES

Apesar das imagens do satélite LANDSAT 5 TM não serem as mais adequadas para o estudo do clima urbano, sobretudo por causa da sua passagem matinal (aproximadamente às 10:00 horas tempo local, numa altura em que ocorre um forte aquecimento da atmosfera), continuam a ser a única fonte de informação disponível a uma escala suficientemente detalhada para identificar as principais características físicas das cidades.

Como ficou demonstrado, o balanço energético de Lisboa é claramente modificado pela cidade, quando comparado com as raras áreas suburbanas ainda não ocupadas por espaços construídos, ou com a área florestal de Monsanto. A cidade é assim um dos principais factores modificadores dos climas a vários níveis de análise, da escala regional à microclimática.

Antes da instalação da cidade, as massas de ar que invadem um território, conjuntamente com a topografia e as características da superfície, definem os seus climas regional e local. Quando o Homem “edifica”, tudo se altera: a rugosidade aumenta, fazendo diminuir a intensidade média do vento (ou acelerando-o pontualmente), e as suas actividades lançam para atmosfera energia suplementar proveniente da combustão e várias substâncias, muitas delas nocivas e poluentes quando atingem determinados limites que já não são aceitáveis para vida humana. Assim, o clima regional é o somatório dos climas locais, que dependem da topologia dos bairros

(diferentes arranjos dos quarteirões, ruas, jardins, etc.), das áreas florestadas, e da quantidade de espaços devolutos ou temporariamente desocupados. A modificação destes espaços é de extrema importância porque, ao serem construídos, irão ver o seu clima local alterado e a ambiência atmosférica que irá ser sentida pelos novos ocupantes.

Vários autores já sintetizaram o papel dos diversos factores na modificação do balanço energético em meio urbano (ALCOFORADO, 1992; ARNFIELD, 2003). Foi enfatizada a influência da quantidade de poluentes (sobretudo emitidos pelos automóveis), na diminuição da radiação global. A radiação total incidente, que se supunha diminuir cerca de 10% (até 20% em certos casos) no final dos anos setenta do século passado (LANDSBERG, 1981; OKE, 1988 b) vê-se, em estudos recentes, reduzida para valores de 20 a 30% em cidades como Hong Kong ou Cidade do México (vários trabalhos citados por ARNFIELD, 2003).

Pelo contrário, a componente radiativa que chega à superfície em grande comprimento de onda aumenta nas cidades (tipicamente inferior a 10 %), devido ao aquecimento da atmosfera urbana e ao aumento da emissividade atmosférica causada pela presença de maior quantidade de partículas e gases poluentes. O maior fluxo descendente de radiação em onda longa é largamente suficiente para compensar a atenuação da radiação solar devida ao domo de poeiras urbano (ALCOFORADO, 1992).

As “saídas radiativas” dependem muito da morfologia urbana. Como se viu, o albedo, conjuntamente com as temperaturas de superfície, são os principais factores locais que modificam o balanço radiativo. No centro de Lisboa, o albedo é reduzido em cerca de 28 %, em relação às áreas periféricas suburbanas (tomando como exemplo a diferença entre a Baixa e Loures), mas a redução ainda é maior na área florestal de Monsanto (47 % em relação ao centro da cidade). No eixo entre a Baixa e o Campo Grande as ruas e os jardins são as superfícies que têm um albedo mais baixo (11 a 12 %), devido à elevada capacidade de absorção dos pavimentos alcatroados e à fraca reflectividade das áreas verdes (80 a 90 W m⁻²). A diminuição do albedo deve-se também ao facto da radiação sofrer reflexões múltiplas ficando “prisoneira” entre os prédios, sobretudo quando a inclinação dos raios solares é maior (ALCOFORADO, 1992), como na hora da passagem do satélite sobre Lisboa. As restantes superfícies

(essencialmente os telhados e espaços interiores abertos) reflectem cerca de 120 a 130 W m^{-2} (albedo $\approx 17\%$).

As superfícies mais reflectoras são as pistas do aeroporto e as áreas devolutas e desocupadas, com albedos superiores a 20%, atingindo pontualmente valores superiores a 30 %.

A temperatura das superfícies, que comandam a energia emitida, tem sido erradamente confundida e utilizada como indicador da ilha de calor urbano na camada limite inferior (*urban canopy layer*). No entanto não há uma correspondência directa entre as duas, já que a temperatura do ar é o resultado de uma interacção complexa entre todos os termos do balanço energético e, portanto, da energia disponível para aquecer ou arrefecer a atmosfera junto ao solo (PARLOW, 1998).

À hora da passagem do satélite, as superfícies mais quentes encontravam-se a noroeste da cidade, no Concelho de Loures ($\approx 309\text{K}$), enquanto as T_s do centro da cidade eram ligeiramente mais baixas (304 a 306K). As copas do arvoredo de Monsanto eram as superfícies menos quentes com cerca de 301K.

Apesar de todos os fluxos radiativos em pequeno e grande comprimento de onda, que entram e saem do sistema, serem modificados pelas urbanizações corroborase, até certo ponto, a ideia de OKE (1974) e ARNFIELD (1982), de que o balanço radiativo varia pouco entre as áreas urbana e rurais (ou no caso de Lisboa, as áreas devolutas). Veja-se por exemplo os valores médios de Q^* no centro da cidade ($\approx 590 \text{ W m}^{-2}$) e as áreas devolutas com valores ligeiramente inferiores que rondam 580 W m^{-2} . As maiores diferenças encontram-se nas áreas florestadas (610 W m^{-2}), atingindo em Monsanto os valores mais elevados (660 W m^{-2} – quadro 9.9). A menor perda radiativa em grande e pequeno comprimento de onda (T_s mais baixas e fraco albedo) justifica o elevado balanço radiativo deste conjunto florestal, tal como foi observado em florestas junto a outras cidades europeias (PARLOW, 2000).

O que se poderá esperar em termos de modificação dos termos do balanço radiativo nos próximos anos em Lisboa, nas áreas ainda não urbanizadas? Com os dados de que se dispõe actualmente, espera-se uma diminuição da área com superfícies melhores reflectoras e forte albedo (Chelas, Loures, Lumiar, Expo e o Aeroporto, se for

removido da sua localização actual e substituído por novas urbanizações) e a diminuição das temperaturas de superfície em cerca de $\pm 2/3$ K. Nestas áreas, isto traduzir-se-á num acréscimo do *input* radiativo total em cerca de 10 a 30 $W m^{-2}$ que, pontualmente, como no caso do Aeroporto, poderá chegar a um aumento de 100 $W m^{-2}$.

Visto provar-se aqui que, também para Lisboa, as diferenças no balanço radiativo são fracas, o que poderá explicar os diferentes padrões térmicos na cidade são os restantes fluxos de calor conductivo, latente e sensível. De um modo geral e salvaguardando variações periódicas e aleatórias, o aquecimento urbano pode em parte ser explicado pela maior e mais prolongada transferência de calor sensível e pela menor perda de calor latente. Para auxiliar a interpretação dos resultados elaborou-se, a partir dos valores do quadro 9.9, uma classificação hierárquica ascendente, com o fim de determinar as semelhanças das características energéticas dos vários locais analisados. A resultante encontra-se na figura 9.24

Num nível de agrupamento mais elevado (distância de corte superior a 80) observam-se dois conjuntos: Monsanto e Belém por um lado e os restantes locais pelo outro. A um nível intermédio (50) o parque florestal de Monsanto já surge separado de Belém. Este bairro é composto por casas residenciais, geralmente baixas de dois pisos (fig. 9.25), envolvidas por quintais e áreas verdes com vegetação arbórea. Um terceiro local com características energéticas diferentes de todos os outros é o Aeroporto de Lisboa que, como vimos, na hora da passagem do satélite tem temperaturas de superfície e albedo elevados.

Destacam-se, por último, dois agrupamentos, aliás esperados: o centro sul da cidade entre a Baixa, o Marquês de Pombal e o Saldanha, composto essencialmente por edifícios de 4 a 6 pisos e os restantes locais que, em termos urbanísticos, são mais heterogéneos. A um nível baixo de ligação (cerca de 10) destaca-se ainda o noroeste da cidade (Lumiar) e Loures com características energéticas muito semelhantes.

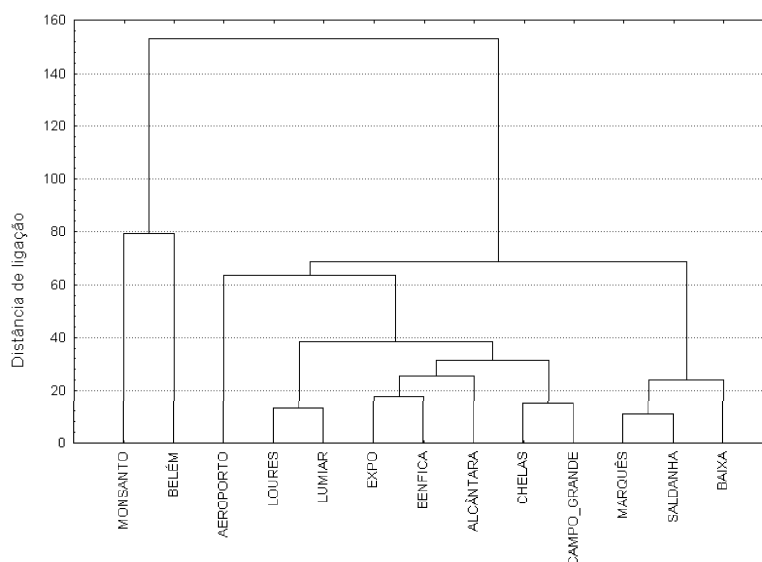


Fig. 9.24 - Árvore de ligações elaborada a partir das características energéticas de vários locais em Lisboa e seus subúrbios (quadro 9.9), com a distância de Chebychev.

À escala regional estão sempre presentes os três grandes conjuntos com características energéticas distintas: o núcleo central da cidade caracterizado por um balanço radiativo superior ao das áreas não urbanizadas, com superfícies muito reflectivas e quentes, mas inferior a Monsanto que é caracterizado por albedos e temperaturas de superfície baixos.

As áreas urbanas consolidadas e o Aeroporto, são as que retêm maior quantidade de calor em relação à energia solar recebida (Q_G/Q^* superior a 30%), enquanto Monsanto apenas retém cerca de 14%. O parque florestal distingue-se das outras áreas pela maior quantidade do fluxo de calor latente libertado durante o dia ($\approx 380 \text{ W m}^{-2}$), contrastando com a Baixa, que liberta menos de metade desse valor ($\approx 180 \text{ W m}^{-2}$). As restantes áreas encontram-se numa fase de transição entre as áreas rurais do termo de Lisboa e a urbanização compacta, armazenando uma média de 25 % do total de radiação recebida. Loures, como se fez referência, é o local que apresenta temperaturas de superfície mais elevadas. Esta grandeza física é negativamente correlacionada com o fluxo de calor sensível (o coeficiente de correlação de *Pearson* é de -0,64 – quadro 9.10), o que significa que QH tende a diminuir com o aumento das temperaturas de superfície.

Quadro 9.9 – Resumo dos valores dos termos do balanço radiativo em 19 de Agosto de 1994 (≈10:00 h, tempo local)

		Áreas urbanas (da esquerda para a direita, ordenadas por ordem decrescente de z_0)										Florestal	“Rural”	
		Classe de Rugosidade (z_0) (m)												
		1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,5	0,03	0,02	0,02	0,01	0,7	0,03
		<i>Baixa</i>	<i>Marquês</i>	<i>Saldanha</i>	<i>Campo Grande</i>	<i>Alcântara</i>	<i>Benfica</i>	<i>Belém</i>	<i>Lumiar</i>	<i>Expo</i>	<i>Chelas</i>	<i>Aeroporto</i>	<i>Monsanto</i>	<i>Loures</i>
Termo do balanço energético	Albedo (%)	13,5	16,0	16,1	17,6	16,4	18,7	16,5	20,7	19,6	17,8	21,1	10,1	18,8
	Ts (K)	305,3	303,6	304,7	304,9	305,3	306,4	302,9	307,4	305,9	304,8	307,7	300,8	309,5
	Q* (W m ⁻²)	612,2	602,7	596,1	583,2	590,5	567,3	601,9	545,0	562,2	582,7	540,0	662,0	546,3
	QG (W m ⁻²)	231,6	212,9	202,1	160,2	180,4	173,0	110,2	138,4	155,8	145,7	177,8	91,1	130,4
	QE (W m ⁻²)	177,5	180,7	186,9	235,6	211,0	213,	309,7	244,2	230,9	250,5	180,8	376,3	257,4
	QH (W m ⁻²)	203,0	209,0	207,1	187,2	199,0	180,8	181,8	162,3	175,4	186,5	181,3	194,6	158,4
	QG/ Q* (%)	37,8	35,3	33,9	27,5	30,6	30,4	18,4	25,3	27,7	25	32,9	13,8	23,8

Quadro 9.10 –Matriz de correlações entre as grandezas energéticas analisadas.

	Alb	Ts	Q*	QG	QE	QH	QG/Q*
Alb	1.00						
Ts	0.79	1.00					
Q*	-0.97	-0.91	1.00				
QG	0.06	0.19	-0.10	1.00			
QE	-0.43	-0.49	0.46	-0.92	1.00		
QH	-0.64	-0.64	0.68	0.58	-0.28	1.00	
QG/Q*	0.24	0.35	-0.28	0.98	-0.98	0.43	1.00

Nota: o valor mínimo significativo é de 0,63 para uma margem de erro de 0,02 e 0,47 para um erro de 0,10.

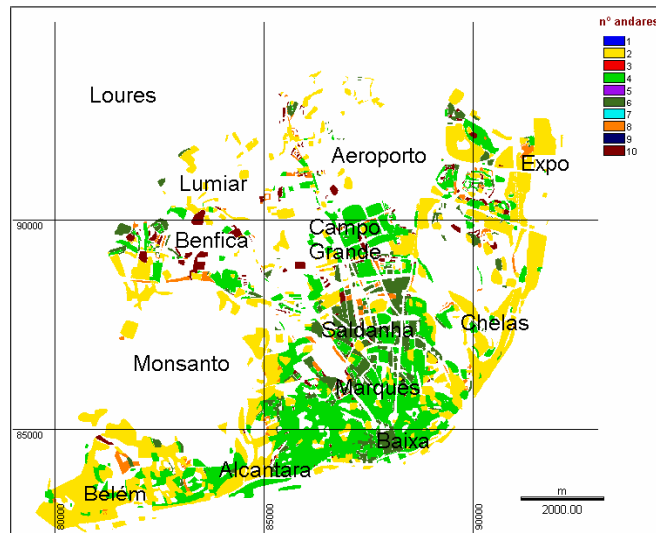


Fig. 9.25 – Número de pisos dos edifícios de Lisboa na década de 80 (fonte: CML).

Embora estatisticamente menos significativa, existe também uma correlação negativa, entre as T_s e o fluxo de calor latente ($r = 0,49$). Isto significa que não há uma resposta instantânea do fluxo de calor libertado para atmosfera quando aumenta T_s , porque a energia fica acumulada no solo sob a forma de QG. Embora, no conjunto, não haja uma correlação linear significativa entre estas duas variáveis, em certos locais como na Baixa, no Lumiar, em Loures e no Aeroporto a resposta às T_s elevadas traduz-se num aumento de calor condutivo (fig. 9.26).

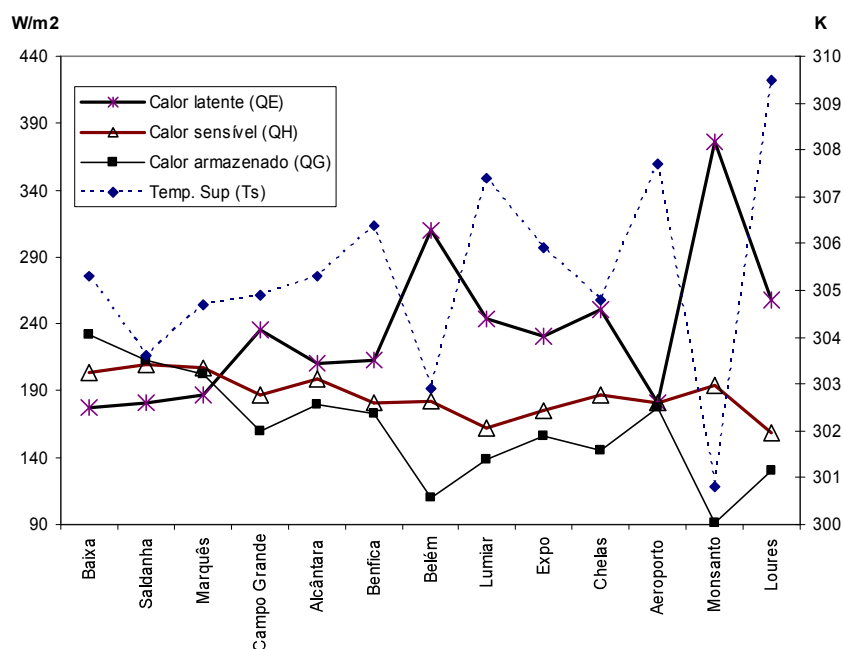


Fig. 9.26 – Fluxos de calor e temperatura de superfície em Lisboa.

Conclui-se que o fluxo de calor latente é a forma mais eficiente de arrefecimento das áreas com temperaturas de superfície baixas. Isto verifica-se tanto no parque florestal de Monsanto, como no bairro residencial de Belém, locais onde a vegetação é dominante, ou abundante. Note-se que são os locais com menor calor armazenado e maior fluxo de calor latente as áreas mais frescas da cidade. Como refere OKE (1989), a massa térmica dos edifícios é muito maior do que o mesmo volume de árvores, providenciando uma reserva maciça de calor armazenado que é libertado durante a noite, originando a ilha de calor urbano.

No caso do Inverno, nas regiões temperadas e frias, isto pode constituir uma vantagem energética e mesmo económica. No nosso Verão mediterrâneo uma das condições necessárias ao conforto humano é a frescura e portanto há que incrementar o plantio de espécies arbóreas em meio urbano, com as devidas precauções (ver CONCLUSÕES FINAIS). A utilização de vegetação de alto porte na cidade deve ser sempre ponderada, porque existem alguns inconvenientes, que deverão ser pesados (OKE, 1989).

As modificações do balanço energético não deverão acompanhar uniformemente a expansão de Lisboa. Poderão aparecer vários núcleos urbanos, onde essas modificações serão mais acentuadas, acompanhando a tendência actual da metrópole policêntrica (BARATA SALGUEIRO, 1997, 1999). É essencialmente na coroa periférica entre Loures e a Expo, e no oriente, em Chelas, que deverão ocorrer as maiores modificações por haver muitas áreas na expectativa de serem urbanizadas.

As novas práticas arquitectónicas e as regras de planeamento são factores a ter em conta para prever essas modificações. Se forem planeados novos centros urbanos com bastantes áreas verdes e jardins, o balanço radiativo terá a tendência a ter características semelhantes a bairros como o de Belém, e o balanço energético reflectirá essa proximidade. Se se mantiver a tendência actual de construção sem preocupações ambientais, certamente os espaços exteriores dos novos centros urbanos serão termicamente mais desconfortáveis, como já se verifica actualmente no norte da cidade.

No futuro, dever-se-á continuar a procurar novas formas de validação dos resultados, nomeadamente através da medição dos termos dos balanços radiativo e energético nos vários locais da cidade de Lisboa, onde foram identificadas comportamentos energéticos distintos. Também o tratamento de outras situações estacionais (nomeadamente o Inverno) deverão ser ponderadas, para avaliar melhor padrões térmicos como as ilhas de calor urbano. Para isso, dever-se encontrar novas metodologias de fusão de informação dos satélites LANDSAT com outros mais regulares, como os NOAA.

Também a perspectiva microclimática deve ser considerada, não só através das superfícies “vistas” de cima, mas na sua dimensão tridimensional, incluindo-se outras componentes como o calor antrópico e o efeito de advecção.

CONCLUSÕES FINAIS

O clima da cidade é a forma mais evidente de modificação climática inadvertidamente provocada pelo Homem. A sustentabilidade urbana passa pelo uso racional da energia disponível e pela qualidade de vida dos seus habitantes. Discute-se actualmente a forma mais inteligente de criar ambientes urbanos sustentados e agradáveis. Algumas teses, que predominaram nos anos noventa do século XX, advogavam o aumento da densidade urbana e a compactação da cidade. Os efeitos, ainda não conhecidos, destas medidas visam fazer face ao acentuado crescimento populacional nas cidades. O *Population Reference Bureau* estima que, em 2007, metade da população mundial habitará em áreas urbanas e um relatório da ONU indica uma percentagem de população a residir em áreas urbanas que ultrapassará 81% da população mundial em 2030. É óbvio que esse aumento será mais acentuado nos países menos desenvolvidos. Em Portugal, verificou-se um forte crescimento urbano nos últimos 50 anos, e passou-se de um país “rural”, que tinha apenas 19,2% de população citadina, em 1950, para um país “urbano” com 63%, em 1999.

Apesar de todos os problemas ambientais nas cidades, e de ser reconhecida a sua influência na modificação dos campos de vento, dos padrões térmicos e energéticos (dos quais o mais estudado tem sido claramente a ilha de calor urbano), da humidade e da precipitação, o clima urbano tem estado ausente da discussão sobre as alterações globais. Alguns autores sustentam que os fenómenos climáticos extremos têm vindo a aumentar de intensidade e frequência. Ainda estão vivas na nossa memória as

tempestades de Dezembro de 1999, que assolaram a Europa Central, especialmente a França, que provocaram centenas de mortos e elevados gastos financeiros na recuperação de áreas devastadas. Também, em Portugal, se têm verificado ocasionalmente alguns fenómenos extremos, com notícia de vítimas, sobretudo por causa da queda de árvores e outros elementos urbanos fracamente consolidados. Será que estes fenómenos extremos estão a ser mais frequentes e intensos e serão fruto das alterações globais, que tanto se anunciam?

Salientaram-se, propositadamente, os aspectos negativos dos ventos fortes, porque falta fazer a avaliação dos riscos que lhes estão associados nas cidades portuguesas.

A dissertação que se apresentou está dividida em duas partes: Na PARTE I, estuda-se a influência do crescimento de Lisboa na modificação dos campos de vento. Parte-se da hipótese que o crescimento desordenado, que tem acompanhado algumas zonas de Lisboa ainda não totalmente consolidadas, nos últimos anos, sobretudo no norte da cidade, pode fazer diminuir a velocidade média do vento, com possíveis consequências negativas para o ambiente urbano, sobretudo no sul da cidade. Localmente os efeitos da diminuição do vento podem não ser uma limitação, mas sim uma potencialidade, por exemplo ao nível do conforto mecânico. É do balanço entre as limitações e potencialidades da redução da velocidade média do vento com o crescimento da cidade de Lisboa (a várias escalas) que trata a PARTE I do trabalho.

Utilizou-se a modelação numérica para mostrar as modificações do vento que ocorrem à escala regional/local (conjunto da cidade) e ensaios realizados no túnel aerodinâmico do Laboratório Nacional de Engenharia Civil (LNEC), com uma maquete de parte do bairro de Telheiras (escala local/microclimática), que permitiram validar alguns dos resultados obtidos com os modelos numéricos e conhecer os campos de vento em torno dos edifícios e os perfis do vento em altura, em diversas tipologias urbanas desse bairro do norte da cidade.

Na segunda parte do trabalho, estudaram-se as principais características térmicas das superfícies de Lisboa, dando-se especial destaque à ilha de calor de superfície e ao balanço energético em vários locais de Lisboa, a partir de imagens derivadas do satélite NOAA AVHRR e LANDSAT TM. Não se pretendeu provar que existe uma modificação climática (porque já está comprovada), mas tenta-se demonstrar de que forma os padrões térmicos das superfícies e energéticos poderão mudar com o futuro crescimento urbano e quais as consequências para a região de Lisboa.

A expansão de Lisboa teve várias fases, desde a sua implantação até aos dias de hoje. Os últimos cem anos foram marcados por políticas bem distintas, que levaram a padrões de crescimento desiguais. Com o período de Duarte Pacheco, Lisboa conheceu um projecto global, que pretendia pôr cobro aos contratos de urbanização, que interesses particulares impunham à forma de crescimento da cidade. A cidade cresceu para norte e nordeste. O município decide-se pela criação do Parque Florestal de Monsanto, que seria o pulmão verde de Lisboa. A cidade dos anos 40 do Sec. XX era ordenada e funcionalmente segregada. É a época de blocos residenciais livres e separados por zonas verdes procurando uma maior exposição solar e um melhor arejamento.

Actualmente, a Área Metropolitana de Lisboa (AML) encontra-se em franco desenvolvimento urbano, mostrando sinais de maior vitalidade demográfica do que outras regiões no País. As grandes áreas de expansão e modificação dos padrões urbanos de Lisboa encontram-se limitados ao norte e noroeste da cidade, com uma extensão para o concelho de Loures. Actualmente propõe-se o aumento dos índices de construção, baseados no aumento da altura dos edifícios.

Neste trabalho, apontaram-se alguns exemplos de crescimento desordenado: o realojamento de muitas famílias que habitavam bairros clandestinos ou “provisórios”, construídos durante o Estado Novo, cujas condições eram muito degradantes para os moradores, mas que mantinham os terrenos com índices de rugosidade baixa. Os Planos Especiais de Realojamento, apesar de louváveis, transformaram radicalmente a paisagem criando índices de rugosidade muito elevada. Uma grande parte da zona de Chelas conheceu este modelo de crescimento. Também a norte da “Segunda Circular”

se verificou um crescimento desordenado, com a implantação de uma autêntica barreira à penetração dos vento de norte. Actualmente, o crescimento do bairro de Telheiras, concebido para uma classe média-alta, tornou-se num emaranhado de ruas, sem grandes vias estruturantes, excepto as que levam a população para os subúrbios, como por exemplo o Eixo Norte/sul. A oriente desta barreira encontra-se o actual Aeroporto de Lisboa. Se for realocado, como tudo indica, poderá ser uma extensa área apetecível para se construir segundo os moldes actuais e prolongar-se para leste a barreira. O Concelho de Loures, a norte de Lisboa pode bem ser outro exemplo de “compactação” urbana.

Porque é que esta barreira é ambientalmente tão importante? Porque os vento dos quadrantes de norte e noroeste, são claramente dominantes na região. Durante a Primavera e o Verão, a Nortada apenas é interrompida pelas brisas que sopram estuário do Tejo e do oceano, enquanto. no Inverno, a direcção norte reparte com o nordeste e com o oeste a predominância em termos de direcções. Na estação de Lisboa/Portela, no período entre 1971 e 1980, verificaram-se 41 % dos registos de norte e noroeste. A barreira, que actualmente constitui o norte da cidade, é assim uma importante limitação à progressão do vento dominante, modificando as condições de ventilação na cidade e seu arejamento e podendo contribuir para o aumento da frequência de episódios de poluição excessiva (numa cidade congestionada pelo tráfego automóvel), e para o aumento das temperaturas nas vagas de calor.

Pelos motivos anteriormente expostos, apresentou-se uma hipótese de trabalho, para tentar determinar, com rigor, qual será a redução da velocidade média do vento, em vários locais da cidade, se se aumentar a rugosidade para valores acima dos que se verificam actualmente.

Para validar esta hipótese, fez-se uma abordagem temporal, tendo em conta três momentos da evolução de Lisboa: em primeiro lugar, estimou-se o comportamento dos ventos no sítio da cidade sem a ocupação humana, ou seja, considerando apenas a topografia da região; num segundo momento, estimaram-se as velocidades médias do vento com as condições dos anos oitenta do século XX, tendo em conta não só o relevo,

mas também a rugosidade do meio urbano; por último e baseado nas tendências futuras da expansão de Lisboa, elaboraram-se vários cenários com o fim de se preverem as modificações dos campos de ventos nas próximas décadas.

Utilizaram-se dados horários da velocidade e direcção do vento de Lisboa/Portela (do período 1971 a 1980), no programa WA^{SP}, que representa os estado da arte na estimação do vento com modelos numéricos. O estudo foi pensado e elaborado à escala regional, ou seja, tomando a cidade no seu conjunto.

Ficou provado que o crescimento da Lisboa para norte altera significativamente os campos de vento. O aumento da rugosidade, com a expansão urbana, reduziu a velocidade média do vento junto ao solo em cerca de 26 a 30%, no Verão. É precisamente nesta estação do ano que a diminuição da velocidade do vento poderá ser ambientalmente mais desfavorável, devido ao possível aumento de episódios intensos de poluição e ao aumento da frequência de vagas de calor. Esta estação do ano foi, por isso, estudada com maior pormenor.

Estimaram as maiores reduções na velocidade média do vento (cerca de 3 m/s) na Baixa de Lisboa. Na parte ocidental da cidade, essas reduções são ligeiramente inferiores (2 m/s) devido, em parte, à rugosidade mais baixa. No entanto, verificaram-se aqui fluxos de ar que contornam a colina de Monsanto e convergem na zona ribeirinha, entre Algés e Alcântara.

No norte de Lisboa, devido à predominância de áreas de fraca rugosidade (0,02 m a 0,03 m), a redução da velocidade do vento quase que não tem expressão (0,5 a 1,2 m/s). Este facto explica-se pela fraca densidade de ocupação até aos anos 80. No futuro, a concentração urbanística poderá mudar completamente os campos de vento actuais, estimando-se valores de redução das velocidades para níveis semelhantes aos estimados na Baixa.

As actuais diferenças norte/sul à superfície (fraca redução da velocidade do vento a norte e forte a sul) resultam sobretudo da diferente ocupação do solo, mas vai-se atenuando em altitude, a tal ponto que, a 100 m de altura, a redução do vento no sul da cidade apresenta já valores semelhantes ao norte. Concluiu-se que a influência da cidade se faz sentir até aproximadamente 200 m de altura.

Em situações de Nortada forte (predominância insistente de ventos do quadrante de norte com velocidade média igual ou superior a 5 m/s), o abrandamento da velocidade ainda é maior e ocorre predominantemente nos vales do sul e nas zonas ribeirinhas da cidade, por se encontrarem aí as maiores densidades de construção.

Propuseram-se dois cenários para estimar as modificações dos regimes de vento nas próximas décadas. O primeiro (cenário A) conserva as tendências actuais da expansão da cidade, com duas variantes: considerando o aumento da rugosidade no norte de Lisboa do valor actual para 1,5 m e 2,0 m (valores típicos de uma cidade que cresce em altura e volumetria). Numa perspectiva meramente académica (cenários B), propôs-se que se elevasse a superfície topográfica da actual cota 100 para 130 ou 150m (duas variantes), que simula uma cidade bastante compacta e uniforme, de tal modo que a superfície dos topos dos edifícios teria um fraco índice de rugosidade. Este conceito de “cidade utópica” serviu para lançar a discussão sobre novos conceitos urbanos e seus efeitos nos campos de vento.

Com os cenários do tipo A, em que se considera a expansão de Lisboa para norte, caótica e sem corredores de ventilação, demonstrou-se que, quando comparada com os valores estimados para os anos 80, poderá haver ainda uma redução maior da velocidade do vento, traduzida em cerca de 0,7 m/s a 10 m de altura, correspondendo a uma perda de velocidade do vento de cerca de 22 % junto ao solo. Esse valor seria apenas ligeiramente agravado, quando considerada uma rugosidade de 2,0 m no norte da cidade. Ou seja, pouco se alterariam as velocidades média do vento com índices de rugosidade acima de 1,5m.

Com os cenários do tipo B, as velocidades do vento não sofreriam alterações significativas junto à superfície, podendo mesmo não ocorrer redução do vento. Este tipo de solução poderia melhorar a circulação do ar em altitude, o que beneficiaria os sistemas de transporte e dispersão de poluentes.

Com vista a estudar a modificação dos campos de vento em torno dos edifícios (escala microclimática) e validar alguns dos resultados obtidos com os modelos numéricos, construiu-se uma maquete na escala 1:500 de uma parte do bairro de

Telheiras (a norte da segunda circular). A maqueta serviu para efectuar ensaios no túnel aerodinâmico do Laboratório Nacional de Engenharia Civil (LNEC). Tentou mostrar-se de que modo o aumento da rugosidade pode alterar as condições de ventilação em várias tipologias desse bairro (torres isoladas, espaços abertos, semi-fechados e um corredor de ventilação importante, o Eixo Norte/sul).

Foram testadas várias combinações de blocos a barlavento da maqueta que simulam diferentes rugosidades. Dois arranjos de blocos são representativos de rugosidade aproximada de 0,02 m e 1,5 m, situações típicas do norte da cidade antes dos anos 80 do século XX e nas próximas décadas.

Estudaram-se as direcções e velocidades dos ventos em torno dos edifícios para as três direcções predominantes em Lisboa (norte, noroeste e oeste). Neste estudo, utilizaram-se várias técnicas: figuras de erosão com areia, anemometria baseada em tubos de *Pitot-Prandtl* para obtenção de perfis de vento em altura e fios de algodão dispostos numa malha regular, para determinar as direcções do vento à superfície, em torno dos edifícios.

Os resultados permitiram confirmar os que foram obtidos com os modelos numéricos, verificando-se que 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. As maiores variações ocorrem nos espaços semi-fechados (22,5 % de retenção de areias), enquanto o Eixo Norte/sul e as torres isoladas apenas 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, retendo cerca de 12 % das areias inicialmente colocadas no chão da maqueta.

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. A 25 m observa-se uma redução na velocidade do vento em cerca de 46%, reduzindo 30 % a 50 m e 10% a no correspondente a 200 m de altura.

Os ensaios com as direcções de norte e noroeste permitiram verificar que as praticas semi-fechadas (com abertura para norte, mas tapadas a sul) não apresentam

condições de escoamento do ar originando movimentos turbilhonares junto ao solo, que facilitam a retenção de poluentes, lixos e outros materiais nocivos no seu interior.

O caso do Eixo Norte/sul é um bom exemplo a explorar em termos de aplicação dos resultados a outros locais. Considerando que se trata de um corredor de ventilação é fundamental para o sul da cidade. No entanto, a sua construção no local estudado levanta alguns problemas. Como foi verificado nos ensaios com a direcção noroeste, devido ao desnível que apresenta em relação às áreas envolventes (o seu piso está sobrelevado em cerca de 6 m), pode ocorrer, na presença de ventos fortes, o chamado "efeito de barra". O vento de noroeste, que incide a 45° com aquela via (neste troço tem uma direcção norte/sul), transpõe o obstáculo, formando movimentos turbilhonares que se poderão traduzir em perigos acrescidos para a circulação rodoviária. Mostrou-se igualmente a existência de árvores a leste daquele eixo viário retardam o fluxo de ar, ocasionando uma redução local da velocidade do vento. Se forem plantadas no flanco oposto (a oeste do talude), nos locais potencialmente geradores de turbulência, as árvores poderiam atenuar este efeito e evitar possíveis ocorrências de acidentes, sobretudo na presença da Nortada forte.

Onde há prédios altos, muito próximos entre si e a sua orientação coincide com rumo do vento, o escoamento do ar tende a inverter o seu rumo na saída das ruas, originando uma deflexão de 180°. Este fenómeno de aceleração da velocidade do vento, observado no túnel aerodinâmico na zona a oeste do Eixo Norte/sul, poderá acentuar o desconforto mecânico, ocorrendo mesmo o perigo de queda de indivíduos fisicamente mais debilitados.

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 edifícios altos (com cerca de 25 m de altura) em implantação linear a oeste daquele eixo viário, que se interpõe-se à progressão do vento, diminuindo drasticamente a sua velocidade e piorando as condições de ventilação.

Com a direcção de oeste, a existência desta barreira arquitectónica compacta implica um padrão menos definido nos escoamento do ar em torno do edifícios e um aumento dos movimentos turbilhonares junto aos taludes do eixo Norte/sul. Também a maior acumulação de areias, junto das torres isoladas, representa o empobrecimento das condições de ventilação deste local em relação às outras duas direcções. Para melhorar essas condições de ventilação seria necessário a existência de aberturas de escoamento do ar, neste tipo de conjuntos arquitectónicos de "barreira".

A partir da identificação dos problemas anteriormente expostos, apresenta-se um conjunto linhas condutoras com interesse para o planeamento urbano, nas áreas ainda não completamente consolidadas do norte e nordeste de Lisboa.

À escala regional os princípios climáticos são as seguintes:

- 1) Incrementar os corredores de ventilação de orientação (norte/sul ou noroeste/sudeste, direcções dominantes do vento na cidade), sobretudo em áreas urbanas ainda não consolidadas: esta medida, a longo prazo, ajudaria o sul da cidade a não "sufocar" com a diminuição da velocidade do vento, que se demonstrou já existir.
- 2) Abrandar o crescimento em altura dos edifícios e travar a barreira arquitectónica existente que retarda a circulação do vento de norte, criando-se simultaneamente com os corredores de ventilação, "aberturas" para não impedir a progressão do vento daquele vento dominante.
- 3) Consertar estas medidas com os municípios a norte de Lisboa, de modo a que a barreira de penetração ao vento não se densifique a barlavento da cidade (o clima urbano não é propriedade de uma região administrativa).

À escala do bairro também se provou que certas arranjos arquitectónicos são ambientalmente mais correctos (escala microclimática):

- 4) Evitar a construção de tipologias fechadas, porque incrementam a recirculação do ar no seu interior. A inexistência de saídas de escoamento do ar pode levar à permanência de lixos e outros elementos nocivos, que degradam os espaços.
- 5) Prever entradas e saídas nas tipologias em banda, de modo a não reterem o escoamento do ar e não aumentarem os movimentos turbilhonares.
- 6) Construir ruas amplas para evitar efeitos de aceleração local do fluxo de ar (efeito Venturi). Sobretudo na presença de ventos fortes, podem provocar desconforto mecânico nos indivíduos e acidentes em indivíduos fragilizados.
- 7) Evitar a construção de grandes conjuntos urbanísticos em implantação linear, sem passagem de escoamento do ar. O fluxo quando incide a 45° pode passar por cima dos edifícios, criando movimentos turbilhonares a sotavento junto ao solo, aumentando o risco para os transeuntes (efeito de barra).
- 8) Não construir grandes vias e circulação (tipo Eixo Norte/sul) com desníveis em relação às envolventes. No caso do Eixo Norte/sul, que no trecho estudado está sobrelevado cerca de 6 m, pode ocorrer, na presença de ventos fortes, o "efeito de barra". Quando o vento transpõe o obstáculo fazendo um angulo de cerca de 45° com a direcção predominante da via, criando movimentos turbilhonares e possivelmente o aumento de velocidade do vento e da turbulência, que se poderão traduzir em perigo acrescido para a circulação rodoviária.
- 9) Planear cuidadosamente o plantio de árvores. Onde ocorrem acelerações do vento podem ajudar a suster o seu ímpeto, criando ambientes mais agradáveis, sobretudo durante o Verão, quando a vida ao ar livre é mais intensa. Copas densas são propícias a esse efeito.
Mas as árvores não devem formar conjuntos compactos nos corredores de ventilação pois, apesar da sua permeabilidade ao fluxo, retardam-no. Demonstrou-se que a existência de árvores a leste do Eixo Norte/sul retarda o fluxo de ar, ocasionando uma redução local da velocidade do vento. Plantadas

no flanco oposto do eixo, nos locais potencialmente geradores do aumento da turbulência, as árvores poderiam atenuar esse efeito, sobretudo na presença da Nortada.

A segunda parte do trabalho foi dedicada ao estudo da ilha de calor urbano de superfície (ICU_{sup}) e ao balanço energético em Lisboa, a partir de imagens dos satélites NOAA AVHRR e LANDSAT TM. Pretendeu-se explorar as potencialidades deste tipo de informação e testar alguns algoritmos, que permitiram evoluir no conhecimento do clima regional e local de Lisboa.

A ilha de calor urbano é um dos padrões térmicos característicos do clima das cidades, reconhecido por ser uma das mais evidentes formas de alteração climática provocada inadvertidamente pelo Homem. Tem sido identificadas em todo o Mundo, até em cidades pequenas, com menos de 10 000 habitantes. No espaço construído as temperaturas são geralmente mais elevadas do que nos arredores, frequentemente áreas agrícolas, florestais, ou apenas devolutos.

A ilha de calor urbano de Lisboa começou a ser estudada por M. J. ALCOFORADO na década de oitenta. A autora identificou uma anomalia positiva na cidade de cerca de 0,5 a 1,1°C nas temperaturas mínimas de Inverno, enquanto nas máximas médias não se observaram grandes diferenças térmicas nas estações meteorológicas dentro e fora da cidade. As diferenças na temperatura máxima de Verão são negativas, indicando uma cidade mais fresca nesta estação do ano. A intensidade da ilha de calor urbano de Lisboa não deve ultrapassar 2 a 3°C. Em 78% das noites de Inverno e em 63 % das noites de Verão há sempre um aumento da temperatura em direcção ao centro/sul da cidade.

Este padrão térmico foi identificado por M. J. ALCOFORADO, a partir das temperaturas do ar medido a 2 m do solo e é representativo da camada atmosférica urbana inferior. No presente trabalho, a ilha de calor estudada é a que corresponde às temperaturas, não do ar, mas das superfícies, estimadas a partir de imagens do satélite NOAA AVHRR. Nem sempre sobre as superfícies mais quentes se encontram as temperaturas do ar mais elevadas, porque estas resultam da interacção complexa entre o balanço radiativo, a energia disponível para os fluxos de calor turbulento e os ventos locais. Em algumas cidades, a ilha de calor da atmosfera urbana inferior e a ilha de calor

da superfície têm gênese e ritmos distintos e, por isso, não se devem confundir. Neste trabalho, pretendeu-se saber se há coincidência nos ritmos e intensidades entre aqueles dois padrões térmicos.

Foram utilizadas 438 imagens NOAA (187 diurnas e 251 noturnas), que correspondem às situações sem nebulosidade no período de Agosto de 1998 a Julho de 1999. As diferenças das temperaturas de superfície noturnas e diurnas, foram obtidas através da extracção dos valores dos *pixel* (área de 1,1 x 1,1 km) das temperaturas de superfície em dois locais de Lisboa: um no centro da cidade, entre o Saldanha e a Baixa e outro no Aeroporto, que foi utilizado como referência da periferia.

Concluiu-se que as diferenças diurnas entre o centro da cidade e o Aeroporto são mínimas entre Outubro e Março, sendo raramente superiores a 2° C. Nessa época do ano há uma ligeira tendência para a periferia da cidade se encontrar ligeiramente mais fria (em média cerca de 0,5° C), o que traduz uma ténue ICU_{sup} no centro. Durante o Verão, o centro encontra-se mais fresco (em média 2° C) do que a periferia, originando uma ilha de frescura.

Durante a noite, e praticamente em todo o período analisado (mais de 90% dos casos), no centro da cidade existe uma ilha de calor, com um máximo nos meses de Inverno, especialmente em Fevereiro ($\Delta_{\text{média móvel}} \approx 4^{\circ} \text{C}$), intensidade que se atenua no Verão.

Confirmou-se a concordância entre o aumento das temperaturas mínimas médias do ar no Inverno no centro da cidade, com o aumento das temperaturas de superfície noturnas naquele local e estação do ano. Também a anomalia negativa das temperatura máximas do ar na cidade, durante o Verão, encontra correspondência nas temperaturas de superfície mais baixas.

O número de noites em que a cidade está mais quente que a periferia é sobretudo evidente no período mais frio do ano, atingindo valores entre 70 a 80 % no Outono e Inverno, mostrando uma ICU_{sup} frequente. Este valor decresce bruscamente na Primavera e no Verão. Nesta estação do ano, diminui o número de noites e dias em que o centro está mais aquecido, aumentando a frequência dos dias em que o aquecimento diurno na periferia ultrapassa o do centro da cidade.

Cinco perfis de temperaturas de superfície (três de orientação norte/sul e dois oeste/leste) permitiram identificar um gradiente térmico norte/sul, mais elevado no centro da cidade, e outro oeste/leste, que mostra a parte sudeste de Lisboa ligeiramente mais quente.

Conclui-se há uma forte correspondência entre os padrões e ritmos da ilha de calor do ar e da superfície. Em futuros trabalhos, será necessário proceder a uma análise baseada em tipos de tempo, que permitam confirmar, ou não, as restantes características das ilha de calor urbano de Lisboa.

O estudo das interacções energéticas entre os espaços que compõem a cidade e a camada limite atmosférica urbana é fundamental para conhecer as causas da ilha de calor de superfície. Foi levado a cabo, a partir de uma imagem do satélite LANDSAT 5 TM, de um Modelo Digital do Terreno e vários algoritmos, a estimação dos termos dos balanços radiativos e energéticos em Lisboa num dia de Verão (19 de Agosto de 1994).

Demonstrou-se que o balanço energético é claramente modificado pela cidade quando comparado com as poucas áreas suburbanas ainda não construídas, ou com a área florestal de Monsanto.

As “saídas radiativas” dependem muito da morfologia urbana. O albedo, conjuntamente com as temperaturas de superfície, são os principais factores locais que modificam o balanço radiativo. No centro de Lisboa, o albedo é reduzido em cerca de 28 %, em relação à periferia suburbana, mas a redução ainda é maior em Monsanto (47 % em relação ao centro da cidade).

À hora da passagem do satélite (aproximadamente 10:00, tempo local), as superfícies mais quentes encontravam-se a noroeste da cidade, no Concelho de Loures, enquanto o centro de Lisboa estava ligeiramente mais frio. As copas das árvores de Monsanto eram as superfícies menos quentes.

Apesar de todos os fluxos radiativos em pequeno e grande comprimento de onda que entram e saem do sistema serem modificados pelas urbanizações, o balanço radiativo varia pouco entre as áreas urbanas e a periferia, porque a diminuição da radiação global é compensada pelo aumento da componente radiativa que chega à superfície em grande comprimento de onda. Isto é devido ao aquecimento da atmosfera

urbana e ao aumento da emissividade atmosférica causada pela presença, em maior quantidade, de partículas e gases poluentes.

Em termos de modificação dos termos do balanço radiativo, em Lisboa, nos próximos anos, poder-se-á esperar uma diminuição da área com superfícies boas reflectoras e albedo elevado e a diminuição das temperaturas de superfície em cerca de 2 a 3 K. Nestas áreas, isto traduzir-se-á num acréscimo do *input* radiativo total em cerca de 10 a 30 W m⁻² que, pontualmente, como no caso do Aeroporto, pode chegar a um aumento de 100 W m⁻².

Visto que as diferenças no balanço radiativo são mínimas, o que poderá explicar os diferentes padrões térmicos na cidade são os restantes fluxos de calor condutivo, latente e sensível. De um modo geral e salvaguardando variações periódicas e aleatórias, o aquecimento urbano pode ser explicado pela maior e mais prolongada transferência de calor sensível e pela menor perda de calor latente.

A área urbana consolidada, conjuntamente com o Aeroporto, são as que retêm maior quantidade de calor em relação à energia solar recebida (superior a 30%), enquanto Monsanto apenas retém cerca de 14%. O parque florestal distingue-se das outras áreas pela maior quantidade do fluxo de calor latente libertado durante o dia ($\approx 380 \text{ W m}^{-2}$) contrastando com a Baixa, que liberta menos de metade desse valor ($\approx 180 \text{ W m}^{-2}$).

Conclui-se também que os locais com menos calor armazenado e maior fluxo de calor latente (traduzida numa maior quantidade de energia absorvida pela atmosfera urbana) são as áreas mais frescas da cidade. A massa térmica dos edifícios é muito maior do que o mesmo volume de árvores, providenciando uma reserva maciça de calor armazenado, que é libertado durante a noite originando a ilha de calor da atmosfera urbana inferior.

As modificações previstas para os próximos anos do balanço energético na cidade deverão ocorrer nas áreas que formarão novos núcleos urbanos, acompanhando a tendência policêntrica actual. Se esses núcleos urbanos forem planeados de acordo com regras ambientais, de modo a sustentabilizar o sistema urbano da AML, ou seja incluindo espaços verdes (com as condicionantes que atrás se apontou para o vento), o

balanço radiativo terá a tendência a ter características semelhantes a bairros como o Belém. Se se mantiver a tendência actual de construção sem preocupações ambientais, certamente os espaços exteriores serão termicamente mais desconfortáveis, como os que já verificam em certas zonas da cidade. Isto leva-nos novamente à questão da racionalização do consumo de energia e à sustentabilidade urbana no futuro.

Conclui-se com algumas linhas de rumo a seguir no futuro para melhorar e estimular os estudos de clima urbano:

- a) Dever-se-á criar novas metodologias de fusão de informação dos satélites LANDSAT com os que obtêm imagens mais regularmente (como os de NOAA), de modo obterem-se séries de dados representativas de mais situações estacionais.
- b) Operacionalizar todo o conjunto de procedimentos para a obtenção das grandezas físicas necessárias à estimação do balanço radiativo das superfícies.
- c) Explorar os novos sistemas de satélites que possuam canais térmicos de maior resolução temporal e espacial.
- d) Continuar a procurar o melhor método de representação do volume da cidade, utilizando imagens de grande resolução espacial
- e) Incluir nos modelos outras componentes como o calor antrópico e o efeito de advecção.

Sintetizar os resultados da investigação que se desenvolveu nestes últimos anos, em mapas de média e grande escala, de modo a que a informação seja facilmente utilizada por técnicos e decisores, será uma forma de dar sentido à aplicação da climatologia urbana. Por isso, divulgar os trabalhos que se tem efectuado, no projecto CLIMLIS, será um dos nossos objectivos principais de investigação futura.

BIBLIOGRAFIA

- ABRASSART, E. (1997) - Les risques liés au climat: point de vue d'un réassureur. *Les risques liés au climat*. Publication de l'Université de Bourgogne, Dijon, LXXXVII: 135-140.
- AHRENS, C. (1999, 6^a ED.) - *Meteorology Today. An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*. Brooks/Cole, Pacific Grove: 528.
- ALCOFORADO, M. J. (1984) - *Os ventos dominantes em torno da serra de Sintra*. CEG-Linha de Acção de Geografia Física. Relatório nº 20, Lisboa: 73.
- ALCOFORADO, M. J. (1985) - Dois exemplos de utilização de termografias obtidas de avião. *Primeiro Seminário sobre Cartografia Temática e Cadastral, LNEC, Lisboa*, 12: 23.
- ALCOFORADO, M. J. (1986) - Contribution to the study of Lisbon's heat island. Analysis from an infra-red image. *Freiburger Geographische Hefte*, 26: 165-176.
- ALCOFORADO, M. J. (1987) - Brisas estivais do Tejo e do Oceano na região de Lisboa. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*, Lisboa, XXII(43): 71-112.
- ALCOFORADO, M. J. (1988) - *O clima da região de Lisboa. Vento, insolação e temperatura*. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física, apresentada à Universidade de Lisboa: 568 (polic.).

- ALCOFORADO, M. J. (1991) - Influence de l'advection sur les champs thermiques urbains à Lisbonne. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 4: 29-34.
- ALCOFORADO, M. J. (1992) - Lisbon's thermal patterns. *Pre-congress meeting of the Commission on Climatology, 27th International Conference of the IGU*, Pennsylvania: 101-108.
- ALCOFORADO, M. J. (1992) - *O clima da região de Lisboa. Contrastes e ritmos térmicos*. Memórias do Centro de Estudos Geográficos, vol. 15, CEG, Lisboa: 347.
- ALCOFORADO, M. J. (1998) (FERNANDEZ GARCIA et al., ED.) - Estudos de clima urbano em Portugal. *Clima y ambiente urbano en ciudades Ibéricas e Iberoamericanas*. Ed. Parteluz. Madrid: 41-66.
- ALCOFORADO, M. J.; A. LOPES (2003) - *Wind Fields and Temperature Patterns in Lisbon (Portugal) and Their Modification Due to City Growth*. Fifth International Conference on Urban Climate, University of Lodz, Poland:(ed. cd-rom).
- ALCOFORADO, M. J.; A. LOPES; H. ANDRADE (1999) – Cartes thermiques et cartes du “risque” d’occurrence de basses températures en milieu urbain a Lisbonne. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 12:433-441.
- ALCOFORADO, M. J.; A. LOPES; H. ANDRADE (2000) – A ilha de calor de Lisboa. Aspectos e problemas da sua representação cartográfica. *Jornadas sobre Clima e aplicações*, Bragança: 9-10.
- ALCOFORADO, M. J.; H. ANDRADE (2003) - *Nocturnal urban heat island in Lisbon (Portugal): main features and modelling attempts*. Fifth International Conference on Urban Climate, University of Lodz, Polónia: (ed. cd-rom).
- ALCOFORADO, M. J.; J. TABORDA (1998) - O clima de Évora. Contrastes térmicos locais. *A cidade de Évora. Boletim de Cultura da Câmara Municipal*. II série: 507-531.
- ALCOFORADO, M. J.; S. DAVEAU; A. LOPES, M. BAUMGARTNER (1996) - Regional thermal patterns in Portugal using satellite images (NOAA AVHRR). *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*. Lisboa, XXX(59-60): 123-138.
- AMERICAN ASSOCIATION FOR WIND ENGINEERING (1997) - *Wind engineering: new opportunities to reduce wind hazard losses and improve the quality of life in the USA*: 25. (ed. elec.).
- AML-INE (2001) - *Área Metropolitana de Lisboa em Números*, AML: 64.
- ANDRADE, H. (1996) - A qualidade do ar em Lisboa. Valores médios e situações extremas. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*. Lisboa XXXI(61): 43-66.

- ANDRADE, H. (1998) - O desconforto térmico estival em Lisboa. Uma abordagem bioclimática. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*. Lisboa XXXIII(66): 41-58.
- ANDRADE, H. (2000) - The thermal comfort in the green spaces of Lisbon: the garden of the Gulbenkian Foundation. Book of abstracts *4-th Conference on Contemporary Topoclimatic Research*, Varsóvia: 89-90.
- ANDRADE, H., A. LOPES (1998) (FERNANDEZ GARCIA et al., ED) - A utilização de um SIG para a estimação de temperaturas em Lisboa. *Clima y ambiente urbano en ciudades Ibéricas e Iberoamericanas*. Ed. Parteluz, Madrid: 85-91.
- ANDRADE, H.; A. LOPES (1999) - *A influência da radiação e da velocidade do vento no conforto térmico na área suburbana a norte de Lisboa (Caneças)*. VIII Colóquio Ibérico de Geografia, actas do Vol. I., Lisboa: 24-30.
- ANDRADE, H.; LOPES, A. (1998) - A utilização de um SIG para a estimação de temperaturas em Lisboa. *Clima e ambiente urbano em cidades ibéricas e iberoamericanas*. Parteluz, Madrid:85-91.
- ARNFIELD, A. J. (1982) - An approach to the estimation of the surface radiative properties and radiation budgets of cities. *Physical Geography*, 3(2): 97-122.
- ARNFIELD, A. J. (2003) - Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *International Journal of Climatology*, 23: 1-26.
- ATKINSON, B. W. (1975) - *The mechanical effect of an urban area on convective precipitation*. Occasional Papers Department of Geography, Queen Mary College, University of London: 3.
- AULICIEMS, A. (1997) - Comfort, clothing and health. *Applied climatology. Principles and practice*. R. Thompson, Allen Perry, Ed. (Ed.), Routledge, Londres: 155-174.
- BARATA SALGUEIRO, T. (1992) - *A cidade em Portugal. Uma Geografia Urbana*, Edições Afrontamento, Lisboa : 439.
- BARATA SALGUEIRO, T. (1997) - Lisboa, metrópole policêntrica e fragmentada. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*. Lisboa, XXXII(63): 179-190.
- BARATA SALGUEIRO, T. (1999) - Ainda em torno da fragmentação do espaço urbano. *Inforgo, Lisboa*, 14: 65-76.
- BARATA SALGUEIRO, T. (2001) - *Lisboa, periferia e centralidades*. Celta, Oeiras: 230.
- BARIOU, R. (1978) - *Manuel de télédétection*. Edition Sodipe, Paris, 349 p.
- BARRY, R.; R. CHORLEY (1992, 6ª ed.) - *Atmosphere, Weather & Climate*. Routledge. London:392.

- BECKER (1987) - The impact of spectral emissivity on the measurements of land surface temperature from satellite. *International Journal of Remote Sensing*, 8:1509-1522.
- BECKER, F.; Z. LI (1990) - Towards a local split window method over land surface. *International Journal of Remote Sensing*, 11(3):369-393.
- BELWARD, A. S. (1990) (BELWARD E VALENZUELA ED.) - Spectral characteristics of vegetation, soil and water in the visible, near-infrared and middle-infrared wavelengths. *Remote sensing and Geographical Information Systems for resource management in developing countries*, Remote sensing, I, Kluwer Academic Publishers:31-53.
- BELWARD, A. S.; C.VALENZUELA, (ED.) (1990) - *Remote sensing and Geographical Information systems for resource management in developing countries*. Euro courses, Remote sensing, Vol. I, Kluwer Academic Publishers.
- BIRD, A. (1990) (BELWARD E VALENZUELA ED.) - Principles of remote sensing: electromagnetic radiation, reflectance and emissivity. *Remote sensing and Geographical Information Systems for resource management in developing countries*, Remote sensing, I, Kluwer Academic Publishers: 1-15.
- BIRD, A. (1990a) (BELWARD E VALENZUELA ED.) - Principles of remote sensing: interaction of electromagnetic radiation with the atmosphere and the earth. *Remote sensing and Geographical Information Systems for resource management in developing countries*, Remote sensing, I, Kluwer Academic Publishers:17-30.
- BOISSIN, B. (1990) - La télédétection por satellite. *Ciudad y Territorio*, Madrid 84:169-183.
- BORGES, A. (1968) - *O túnel aerodinâmico do Laboratório Nacional de Engenharia Civil*. Lisboa, LNEC. Memória Nº 319:6.
- BORGES, A.; J. SARAIVA (1979) - *An erosion technique for assessing ground level winds*. Proc. Fifth International Conference on Wind Engineering, Fort Collins, Colorado, USA, Pergamon Press, Colorado, Vol. I.:235-242.
- BORNSTEIN, R. D.; D. S. JOHNSON (1977) - Urban-rural wind velocity differences. *Atmospheric Environment*, 11: 597-604.
- BREHENY, M. J. (1992) (MANNION e BOWLBY ED.) - Towards sustainable urban development. *Environmental Issues in the 1990s*. John Wiley & Sons, New York, Cap. 17: 277-290.
- BREST, C.; S. GOWARD (1987) - Deriving surface albedo measurements from narrow band satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 8(3): 351-367.
- BRITTER, R., J. HUNT E K. J. RICHARDS (1981) - Air flow over a two-dimensional hill: studies of velocity speed-up, roughness effects and turbulence. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 107: 91-110.

- BUECHE, F.; E. HECHT (2000) - *Física - Schaum's Easy Outlines (ver. Port.)* Mc Graw Hill. Lisboa:138.
- BUMAN-RUFFIEUX, A.-M. DE (1994) - *Régimes de vents et qualité de l'air en Valais*. Fribourg, Tese apresentada na Universidade de Fribourg (CH):149.
- CÂMARA MUNICIPAL DE LISBOA (S/D) - História da cidade de Lisboa. Data de acesso: Novembro de 2002.<http://www.cm-lisboa.pt/turismo>.
- CÂMARA MUNICIPAL DE LOURES (1999) - *Urbanismo Loures Habitação*. Loures: 144.
- CARLETON, A. M. (1991) - Monitoring the Earth radiation budget and surface variables important to climate. *Satellite Remote Sensing in Climatology*. Belhavens Press/London CRC Press, Londres: 205-244.
- CARLETON, A. M. (1991) - Principles of satellite remote sensing applied to climate studies. *Satellite Remote Sensing in Climatology*. Belhavens Press/London CRC Press, Londres: 39-75.
- CARLETON, A. M. (1991) - *Satellite Remote Sensing in Climatology*. London, Belhavens Press / London CRC Press, Londres: 291.
- CASELLES, V.; LÓPEZ GARCIA; J. MELIÁ; PÉREZ. CUEVA (1991) - Analysis of the heat-island effect of the city of Valencia, Spain, through air temperature transects and NOAA satellite Data. *Theor. Appl. Climatology*, (43): 195-203.
- CEAUX, P., NATHANIEL HERZBERG (1999) - La tempête qui a traversé la France a fait trente et un morts. *Le Monde édition électronique* de 28 de Dezembro de 1999. Paris.
- CERMAK, J. E. (ALAN DAVENPORT, ERICH PLATE, DOMINGOS X. VIEGAS, ED.) (1995) - *Wind climate in cities*. NATO ASI Series E: Applied Sciences, Kluwer Academic Publishers.
- CHANDLER, T. J. (1965) - *The Climate of London*. Hutchinson, London: 285.
- CLARK, B. (1986) - New look-up tables. *EOS - Landsat Technical Notes*, 1:7.
- COLL, C., V. CASELLES; J.A. SOBRINO; E. VALOR (1994) - On the atmospheric dependence of the split window equation for land surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, 15(1):105-122.
- CONSIGLIERI, C., F. RIBEIRO, et al. (1993 b) - *Pelas freguesias de Lisboa. Volume 2*. Lisboa, CML: 166.
- CONSIGLIERI, C.; F. RIBEIRO et al. (1993 a) - *Pelas freguesias de Lisboa. O termo de Lisboa*. Lisboa, CML: 142.
- COSTA, M. J. et al. (M. J. ALCOFORADO, et al., ED.) (1998) - Land surface temperature

and albedo evaluation from AVHRR data on clear sky days. *Climate and Environmental Change - Pre-regional Conference Meeting of the Commission on Climatology*, Évora. Ed. Colibri, Lisboa: 191-192.

COSTA, M.; M. RIETHMULLER; C. BORREGO (1994) - Simulação do escoamento atmosférico em túnel de vento. *4ª Conferência Nacional sobre a Qualidade do Ambiente*, Lisboa, 2:220-229.

COTONN, W.; PIELKE (1995) - *Human impacts on weather and climate*. University Press, Cambridge: 287.

D'SOUZA G.; A. BELWARD; J.-P. MALINGREAU (ED.) (1996) - *Advances in the use of NOAA AVHRR data for land Applications*. Kluwer Academic Publishers, Euro Courses, Remote Sensing, Dordrecht, Vol. 5: 479.

DAVEAU, S. (1975) - La Climatologie d'après les satellites. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*. Lisboa, X(19): 152-154.

DAVEAU, S. (1976) - O interesse das imagens dos satélites ERTS para o estudo do clima às escalas regional e local em Portugal. *Seminário sobre detecção remota e sua aplicação ao estudo dos recursos naturais e às actividades do Homem*, Lisboa:1-10.

DAVEAU, S. (1977 a) - O interesse das imagens dos satélites ERTS para o estudo do clima às escalas regional e local em Portugal. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*. Lisboa, XII(23):148-156.

DAVEAU, S. (1977 b) - Um exemplo de aplicação da teledetecção à investigação geográfica. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*. Lisboa, XII(23): 156-159.

DAVEAU, S. (1980 a) - *Rapport préliminaire sur ma participation au stage organisé par le bureau de teledetection de l'Office National de la Recherche Scientifique et Technique d' Outre-Mer*. Cadernos de Teledetecção 1, CEG, Lisboa: 17.

DAVEAU, S. (1980 b) - *Première lecture des images concernant le nord-ouest de la Péninsule Iberique recueillies le 22 Septembre par le satellite HCMM*. Cadernos de Teledetecção 2, CEG, Lisboa: 30.

DAVEAU, S. (1980 c) - *A utilização possível dos registos de satélite em infravermelho térmico na Climatologia Regional*. Cadernos de Teledetecção 4, CEG, Lisboa: 12.

DAVEAU, S. (1981) - Utilização pedagógica das imagens do satélite Meteosat. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*. Lisboa, XVI(1981): 381-401.

DAVEAU, S. (1982) - *Interpretação climatológica das imagens de satélite. Exercícios de iniciação*. Cadernos de Teledetecção 7, CEG, Lisboa: 34.

DAVEAU, S. (1982) - Les températures des 3 et 4 juillet au Portugal et dans l'ouest de

- l'Espagne, d'après les satellites Météosat et HCMM. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*. Lisboa, XVII(33): 53-96.
- DAVEAU, S. (1988 a) - Thermographies HCMM de la Péninsule Ibérique de nuit et de jour. *Photo-interpretation*, 2(2): 11-20.
- DAVEAU, S. (1988 b) - La Péninsule Ibérique dans l'infrarouge thermique et dans le visible. *Photo-interpretation*, 2(3): 21-30.
- DAVEAU, S.; E COL. (1985) - *Mapas climáticos de Portugal. Nevoeiro e Nebulosidade. Contrastes térmicos*. Lisboa, CEG, Memórias do Centro de Estudos Geográficos, nº 7:84.
- DIRECÇÃO GERAL DE ENERGIA (2000) - *Regulamento das características de comportamento térmico dos edifícios*. Decreto-Lei n.º 40/90 de 6 de Fevereiro, M.O.P.T.C., Lisboa:27.
- DOMINGOS, J. D.; M. F. PINTO; M. T. PONTES (1980) - Ocorrência média anual no território Português das classes de estabilidade atmosférica Pasquill-Gifford. *Revista de Engenharia Técnica*. Lisboa, XLII(460): 27-41.
- EASTMAN, J. R.; J. MCKENDRY; M. FULK (2000) - *Change and time series analysis*. Geneva, UNITAR - United Nations Institute for Training and Research, I: 28.
- EASTMAN, R. (1997) - *Idrisi for Windows user's guide e Tutorial exercises*, Clark Labs for Cartographic Technology and Geographic Analysis, Clark University, USA.
- ENDLICHER, W. (1998) – Geographie von ganz oben – Entwicklungen und Perspektiven der Erderkundung mit Satelliten. *Geographische Rundschau*, 50: 66-70.
- ENDLICHER, W.; B. FLECHTKER (1997) - La Presqu'île de Setúbal en Image Satellitaire LANDSAT TM. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*. Lisboa, XXXII(64): 3-14.
- ERNST, S. (1995) - Influence of urban structures on local wind systems in Freiburg i. Br. (Germany). *Climatology and Air Pollution*, Mendoza, Argentina, 73-81.
- FERNÁNDEZ GARCIA, F. (1996) - *Manual de climatología aplicada. Clima, medio ambiente y planificación.*, Editorial Sintesis, Madrid: 285.
- FERREIRA, D. DE BRUM (1984) - *Le système climatique de l'upwelling ouest ibérique*. Relatório 19 Linha de Acção de Geografia Física - CEG, Lisboa: 91.
- FERREIRA, D. DE BRUM (1989) - *Le climat de l'Atlantique orientale des Açores aux îles du Cap Vert. Contribution à l'étude du système océan-atmosphère*. Thèse de Doctorat d'État, Université de Paris- Sorbonne, IV, 3 v.;1657.
- FERREIRA, D. B. (1980) - *Étude des reflectances de quelques cultures de la région d'Ermenonville (France): analyse photochimique et numérique des images*

Landsat. Cadernos de Teledetecção 3, CEG, Lisboa: 31.

FERREIRA, D. B. (1981) - *Contribution des images infrarouges du satellite METEOSAT à la connaissance des conditions thermiques du proche Atlantique au large de l'Afrique du Nord*. Cadernos de Teledetecção, 5, CEG, Lisboa. 5: 17.

FONSECA, A. (1994) - Utilização de imagens obtidas por satélites de detecção remota no planeamento e ordenamento do território. *Cartografia e Cadastro, Lisboa*, 1:29-34.

FRAGOSO, M. (1996) - A utilização de imagens de radar meteorológico em Climatologia. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*. Lisboa, XXXI (61): 29-42.

FRAGOSO, M. (1995) - *Analyse spatio-temporelle de deux épisodes pluvieux dans l'agglomération urbaine de Nancy - Contribution des images du radar météorologique*. Rapport de stage ERASMUS, réalisé à l'Université des Sciences et Technologies de Lille/D.A.N. Nancy (inédito).

FRAGOSO, M. (1996) - A utilização das imagens de radar meteorológico em climatologia. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*. Lisboa, XXXI(61): 29-42.

FRAGOSO, M. (1999) - As chuvas torrenciais de 26 de outubro de 1997, na área da Serra de Monchique: contribuição para o estudo de uma situação de tipo convectivo. *VIII Colóquio Ibérico de Geografia*, Universidade Nova de Lisboa: 37-44.

FRANCÊS, B. (1999) - Os Provisórios do Estado Novo. *Lisboa - O outro Bairro* I(1): 66.

FRANCÊS, B. (2000) - Cravos, Olaias, Malápios. *Lisboa - O outro Bairro*, I(2): 70.

FRANK, H., O. RATHMANN, N. MORTENSEN, L. LANDBERG (2001) - *The Numerical Wind Atlas - the KAMM/WAsP Method*. Roskilde, Dinamarca, Risø National Laboratory, Roskilde: 60.

GALLO, K. et al. (1993) - The use of a vegetation index for assessment of the urban heat island effect. *International Journal of Remote Sensing*, 14(11): 2223-2230.

GALLO, K. et al. (1995) - Assessment of urban heat islands: a satellite perspective. *Atmospheric Research*, (37): 37-43.

GALLO, K. et al. (1999) - Temperature trends of the U. S. historical climatology network based on satellite-designated land use/land cover. *Journal of Climate*, 12: 1344-1348.

GALLO, K.; T. OWEN (1999) - Satellite-based adjustments for the urban heat island temperature bias. *Journal of Applied Meteorology*, 38: 806-813.

GALLO, K.; T. OWEN (1998) - Assessment of urban heat islands: a multi-sensor

- perspective for the Dallas-Ft. Worth, USA region. *Geocarto International* 13(4): 35-41.
- GALLO, K.; T. OWEN (2002) - A sampling strategy for satellite sensor-based assessments of the urban heat-island bias. *International Journal of Remote Sensing*, 23(09): 1935-1939.
- GANDEMER, J. (1975) - Wind environment around buildings: aerodynamic concepts. *Proceeding of the Fourth International Conference on Wind Effects on Building and Structures*, Heathrow, Cambridge University Press, Cambridge: 423-432.
- GANHO, N. (1995) - La isla de calor de Coimbra bajo diferentes condiciones de tiempo de verano. *Estudios Geográficos*. Madrid, LVI(219): 285-317.
- GANHO, N. (1998) - *O clima urbano de Coimbra: estudo de climatologia local aplicada ao ordenamento urbano*. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física, Instituto de Estudos Geográficos, Universidade de Coimbra:551 (polic.).
- GARRATT, J. R. (1994) - *The atmospheric boundary layer*, Cambridge University Press:316.
- GASPAR, J. (s/d a) - Da Lisboa Oriental, o Oceano, o Tejo e o Mar da Palha: três entradas para explicar Lisboa. *Scripta Vetera - Edición Electrónica de Trabajos Publicados sobre Geografía y Ciencias Sociales*.
- GASPAR, J. (s/d b) - O sítio: ocupação e organização do território. *Scripta Vetera - Edición Electrónica de Trabajos Publicados sobre Geografía y Ciencias Sociales*.
- GEIGER, R. (1980) - *Manual de Microclimatologia. O clima da camada de ar junto ao solo*. (tradução da 4ª edição de 1961), Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa: 556.
- GEIGER, R.; R. ARON; P. TODHUNTER (1995) - *The climate near the ground*. Friedr. Vieweg & Sohn Verlag, Wiesbaden: 528.
- GREENLAND, D. (1994) - Use of satellite-based sensing in land surface climatology. *Progress in Physical Geography*, 18(1):1-15.
- GRIMMOND, C. S.; T. OKE (1999) - Aerodynamic properties of urban areas derived from analysis of surface form. *Journal of Applied Meteorology*, 38:1262-1292.
- GRIMMOND, S.; T. OKE (1995) - Comparison of heat fluxes from summertime observations in the suburbs of four north american cities. *Journal of Applied Climatology*, 34: 873-889.
- HENRIQUES, R. G. (1982) - *Técnicas de detecção remota*. LNEC, Memória n.º 573, Lisboa:35.

- HOSKER, R. (1985) - Flow around isolated structures and building clusters: a review. *ASHRAE Transactions*, 91(1 - Part 2 B): 1671-1692.
- HOWARD, J. (1991) - *Remote sensing of forest resources. Theory and application*. Kuwer Academic Publishers, Dordrecht: 432.
- INE (2002) - Censos 2001 - XIV Recenseamento Geral da População. IV Recenseamento Geral da Habitação. INE, Lisboa.
- INSTITUT FÜR INDUSTRIEAERODYNAMIK GmbH (1993) - Fundamentals of Fluid Dynamics and Meteorology. *In: A Acção do Vento e o Planeamento Urbano (Lição 3)*. Associação para o Desenvolvimento da Aerodinâmica Industrial. Departamento de Engenharia Mecânica. Universidade de Coimbra: 1-20.
- INSTITUTO DO AMBIENTE (2003) - *Plano Nacional para as Alterações Climáticas. cenários e esforço de redução*. I.A., Volume Síntese: 24.
- IPCC (1997) - The Regional Impacts of Climate Change: An Assessment of Vulnerability. (Summary for Policymakers). A special Report of IPCC Working Group II, WMO/UNEP: 17.
- JACKSON, P. (1977) - A theory for flow over escarpments. *Proceeding of the Fourth International Conference on Wind Effects on Building and Structures*, Cambridge University Press, Cambridge: 33-40.
- JACKSON, P.; J. HUNT (1975) - *Turbulent wind flow over a low hill*. Q. J. R. Meteorol. Soc. 101: 929-955.
- JÁUREGUI, E.; E. Luyando (1999) - Global radiation attenuation by air pollution and its effects on the thermal climate in Mexico City. *International Journal of Climatology*, 19: 683-694.
- JONES, P.; M. LARRINAGA; C. WILSON (1971) - The urban wind velocity profile. *Atmospheric Environment*, 5: 89-102.
- KONDO, J.; H. YAMAZAWA (1986) - Aerodynamic roughness over an inhomogeneous ground surface. *Boundary Layer Meteorology*, 35: 331-348.
- KRIEBEL, K. T. (1996) (D'SOUZA G. ET AL, ED.) - Cloud detection using AVHRR data. *Advances in the use of NOAA AVHRR data for land Applications*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 195-210.
- LAMARRE, D. (1997) - Le concept de risque lié au climat: une tentative de clarification. *Les risques liés au climat*. Publication de l'Université de Bourgogne, Dijon, LXXXVII:7-28.
- LAMARRE, D., ED. (1997) - *Les risques liés au climat*. Publication de l'Université de Bourgogne, Dijon, LXXXVII:215.

- LANDSBERG, H. E. (1981) - *The urban climate*. International Geophys, Series, Londres XXVIII: 275.
- LEE, D. O. (1977) - Urban influence on winds directions over London. *Weather*, 32: 162-170.
- LETTAU, H. (1969) - Note on Aerodynamic Roughness-Parameter Estimation on the Basis of Roughness Element Description. *Journal of Applied Meteorology*, 8: 828-83.
- LILLESAND, T.; R. KIEFER (1994) - *Remote sensing and image interpretation*. John Wiley & Sons, New York, Inc.:750.
- LOHMEYER, A.; H. FASSLRINNER; H. SCHMITT ; K. FEHRENBACH (1988) - Case study: Quantitative determination of the pedestrian comfort near a high-rise building. *Energy and Buildings*, 11: 149-156.
- LOPES, A. (1994) - *Padrões Térmicos do Clima Local na Região de Oeiras*. Mestrado em Geografia Física e Regional apresentado à Universidade de Lisboa:220 (polic).
- LOPES, A. (1995) Drenagem e acumulação de ar frio em noites de arrefecimento radiativo. Um exemplo no vale de Barcarena (Oeiras), *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*, Lisboa, XXX(59-60):149-164.
- LOPES, A. (1998 a) - Contrastes térmicos nocturnos e acumulação de ar frio em áreas urbanas do sul da península de Lisboa. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*, Lisboa, XXXIII(66):25-40.
- LOPES, A. (1998 b) – Modelling night temperatures in the south of Lisbon Peninsula with a GIS. Pre-Regional Conference Meeting on the Commission on Climatology, Évora. Ed. Colibri, Lisboa: 25-26.
- LOPES, A. (1999) - O balanço de radiação e as temperaturas num vale da Região de Lisboa (Barcarena): elementos para o planeamento urbano. *VIII Colóquio Ibérico de Geografia*, Lisboa: 45-51.
- LOPES, A. (2002) - The influence of the growth of Lisbon on summer wind fields and its environmental implications. *Tyndall/CIB International Conference on Climate Change and the Built Environment*, UMIST, Manchester.
- LOPES, A. (2003)- Local wind changes with different roughness simulated in a wind tunnel: an example of application to a city district in the north of Lisbon (*full paper* aceite para publicação nos *Proceedings da Fifth International Conference on Urban Climate, ICUC-5*, de 1 a 5 de Setembro de 2003 em Lodz, Polónia).
- LOPES, A.; H. Vieira (2002)- A utilização de balões cativos para o estudo microclimático do bairro lisboeta de Telheiras. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*, Lisboa, XXXVII(74):119-128. (no prelo).

- LOPES, A.; H. VIEIRA, (Ed. CARSTEN JÜRGENS) (2001) - Heat fluxes from Landsat images: a contribution to Lisbon urban planning. *Regensburg Geographische Schriften.*, Institut für Geographie an der Universität Regensburg: 169-176.
- LÓPEZ GARCÍA, M.; V. CASELLES; J. MELIÁ; J. CUEVA (1991) - NOAA-AVHRR Contribution to the analysis of urban heat islands. *Proceedings of the 5th Int. Colloquium - Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, Courchevel, França: 501-504.
- LÓPEZ GÓMEZ, A.; F. FERNANDEZ GARCIA et al. (1998) - *Temperaturas nocturnas y diurnas en Madrid a partir de teledetección aeroportada*. Instituto de Economía y Geografía - CSIC, Editorial Parteluz, Madrid: 83.
- LÓPEZ GÓMEZ, A.; F. GARCÍA; F. ILERA (1995) - *Teledetección y clima urbano. Variaciones nocturnas y diurnas de la isla de calor en Madrid*. Instituto de Economía y Geografía, C. S. I. C., Madrid: 75.
- LÓPEZ GÓMEZ, A.; J. GOMEZ; F. GARCÍA et al. (1993) - *El clima urbano. Teledetección de la isla de calor en Madrid*. MOPT. Secretaría de Estado para las Políticas del Agua y el Medio Ambiente, Madrid:157.
- MATZARAKIS, A.; H. MAYER (1996) - Another kind of environmental stress: thermal stress. *Newsletter of the WHO Collaborating Centre for Air Quality Management and the Air Pollution Control*, 18: 7-10.
- MATZARAKIS, A.; H. MAYER; M. IZIOMON (1999) - Applications of a universal thermal index: physiological equivalent temperature. *International Journal of Biometeorology*, (43): 76-84.
- MERLIER, C.; M. J. ALCOFORADO; A. LOPES; O. MESTRE, (1998 f) – Homogénéisation des longues séries de températures portugaises. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 11:284-290.
- MIRANDA, P. (2001) - *Meteorologia e ambiente*. Universidade Aberta, Lisboa: 321.
- MONTAVON, C. (1998) - *Simulation of atmospheric flows over complex terrain for wind power potential assessment*. PhD thesis no 1855, EPFL, Lausanne, Switzerland:144.
- MONTEIRO, A. (1993) - *O Clima Urbano do Porto : Contribuição para a Definição das Estratégias de Planeamento e Ordenamento do Território*. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física, FLUP, Porto: 436.
- MORAN, J.; M. MORGAN (1997, 5ª ed.) - *Meteorology: the atmosphere and the science of weather*. Prentice-Hall, Inc. London:530.
- MOREIRA, M. (1991) (A. SCHEGGI et al. ED.) - Satellite remote sensing of Portuguese coastal wetlands. *Bioptics: Optics in Biomedicine and Environmental Sciences*. Porto. SPIE 1524: 328-344.

- MOREIRA, M. E. (1976) - O interesse dos documentos obtidos por teledeteção no estudo do ambiente geográfico natural. *Seminário sobre detecção remota e sua aplicação ao estudo dos recursos naturais e às actividades do homem*, Lisboa: 18.
- MOREIRA, M. E. (1977) - O interesse dos documentos obtidos por teledeteção no estudo do ambiente geográfico natural. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*, Lisboa, XII(23): 133-145.
- MOREIRA, M. E. (1986) - Imagens da Baía de Lagos obtidas pelos sensores TM do satélite LANDSAT 4. Apreciação crítica. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*, Lisboa, XXI(41): 121-130.
- MOREIRA, M. E. (1989) - *Cartografia temática do arrozal nos cursos inferiores de alguns rios portugueses*, LNEC, Lisboa, XXI: 43.
- MOREIRA, M. E. (1995) - O limite marítimo do estuário do Sado a partir de imagens satelitais. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*, Lisboa, XXX(59-60): 139-148.
- MOREIRA, M. E. (1997) - Cartografia e Teledeteção na obra científica de S. Daveau. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*. Lisboa, XXXII(63): 63-65.
- MOREIRA, M. E. et al. (1989) - *Litoral do Algarve: interpretação de imagens digitalizadas obtidas por satélite Landsat*, LNEC, Lisboa XXI: 43.
- MOREIRA, M.; E. OLIVEIRA (1987) - *Classificação da cobertura biofísica da Ria Formosa*. LNEC, Lisboa, 29: 37.
- MORTENSEN, N.; L. LANDBERG; I. TROEN; E. PETERSEN (1993) - *Wind Atlas Analysis and Application Program (WAsP) (Vol. I and II)*. Roskilde Dinamarca. Risø National Laboratory: 29 e 133.
- MULDERS, M. A. (1987) - *Remote sensing in soil science*. Developments in soil science 15, Elsevier: 288-313.
- OKE, T. R. (1974) - *Review of urban climatology, 1968-1973*. W.M.O. Technical Note n.º 134:1-132.
- OKE, T. R. (1984) - Towards a prescription for the greater use of climatic principles in settlement planning. *Energy and Buildings*, 7: 1-10.
- OKE, T. R. (1987) - *Boundary layer climates*. Routledge, London: 435.
- OKE, T. R. (1988 a) - Street Design and Urban Canopy Layer Climate. *Energy and Buildings*, 11: 103-113.
- OKE, T. R. (1988 b) - The urban energy balance. *Progress in Physical Geography*, 12(4): 471-508.

- OKE, T. R. (1989) - The micrometeorology of the urban forest. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B*(324): 335-349.
- OKE, T. R. (1995) (Ed. J. CERMAK et al) - The heat island of the urban boundary layer: characteristics, causes and effects. *Wind Climate in Cities*: 81-107.
- OKE, T. R. (1997) (THOMPSON e PERRY ED.) - Urban climates and global environmental change. *Applied Climatology.*, Routledge, London: 273-287.
- OLIVEIRA, M. (2002) - *Avaliação do comportamento térmico das habitações urbanas na cidade de Lisboa*. Mestrado em Engenharia Mecânica, IST, Lisboa: 162.
- OLIVER, H. R. (1992) - Studies of surface energy balance of sloping terrain. *International Journal of Climatology*, 12: 55-68.
- OWEN, T. et al. (1998) - Using DMSP-OLS light frequency data to categorize urban environments associated with US climate observing stations. *International Journal of Remote Sensing*, 19(17): 3451-3456.
- PARLOW, E. (1996 a) - Net radiation in the REKLIP-area - A spatial approach using satellite data. *Progress in environmental remote sensing research and applications*: 429-435.
- PARLOW, E. (1996 b) - The regional climate project REKLIP - An Overview. *Theoretical and Applied Climatology*, 53: 03-07.
- PARLOW, E. (1998) - Analyse von Stadtklima mit Methoden der Fernerkundung, *Geographische Rundschau*, Heft, 2:89-93.
- PARLOW, E. (1998) (GUDMANDSEN ED.) - Net radiation of urban areas. *Future trends in remote sensing*. MCR Lab. Balkema Roterdão: 221-226.
- PARLOW, E. (2000) (ED. DE DEAR; KALMA; OKE; AULICIEMS) - Remotely sensed heat fluxes of urban areas. *Biometeorology and urban Climatology at the turn of the millennium - Selected papers from the conference ICB-ICUC'99*, WMO/TD N°. 1026:523 - 528.
- PARLOW, E.; D. SCHERER; U. FEHRENBACH; H. BEHA (1997) - *Satellite-based climate analysis of Basel/Switzerland*. Proc. 3rd ERS Symp. on Space at the service of our Environment (ESA SP-414), Florença, Itália: 271-274.
- PARLOW, E.; D. SCHERER; H.-D. BEHA et al. (1995) - *Urban climatological parameters derived from multisensor satellite data of ERS-1 and LANDSAT-TM*. Proceedings of the Second ERS Applications Workshop, ESA SP-383, Londres: 173-178.
- PARSONS, K. C. (1993) - *Human thermal environments*. Taylor & Francis, Londres: 359.
- PATERSON, D.; C. APELT (1989) - Simulation of wind flow around three-dimensional buildings. *Building and Environment*, 24(1): 39-50.

- PEDRO, J. B. (1999) *Programa habitacional. Vizinhança próxima*, LNEC, Lisboa: 161.
- PEREIRA, E. (1998) - Modelização e securitização de riscos catastróficos. *Revista do ISP (Instituto de Seguros de Portugal)*, Lisboa, A.2(7): 7-18.
- PESSOA, C. (1999) - Violenta Tempestade Atravessou a Europa. *O Público edição electrónica* de 27 de Dezembro de 1999. Lisboa.
- PETERSEN, E.;N. MORTENSEN;L. LANDBERG;J. HØJSTRUP AND P. FRANK (1997) - *Wind power Meteorology*. Roskilde, Dinamarca, Risø National Laboratory: 45.
- PINHO, A. (2002). *Bairro de Telheiras - Tipologias de implantação*. LNEC - Núcleo de Arquitectura. Relatório CLIMLIS, Lisboa: 9.
- PINHO, A. (2003). *Aplicação de Princípios Climáticos à Arquitectura*. LNEC - Núcleo de Arquitectura. Relatório CLIMLIS, Lisboa: 215.
- PLANA-FATTORI, A.; J. CABALLOS (1996) - *Glossário de Termos Técnicos em Radiação Atmosférica. Contribuições do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo*, S. Paulo, No.004: 14.
- PLATE, E. J.; A. G. DAVENPORT (1995) - The risk of wind effects in cities. *Wind climate in cities*. J. E. Cermak, Alan Davenport, Erich Plate, Domingos X. Viegas (Ed.), Kluwer Academic Publishers. 277: 1-20.
- POPULATION REFERENCE BUREAU (2001) - *2000 World Population Data Sheef*. Population Reference Bureau. *Internet*: www.prb.org
- RAMOS, C. (1986) - *Tipos de anticiclone e ritmo climático em Portugal*. Lisboa, CEG – Linha de Acção de Geografia Física. Relatório nº 25, Lisboa: 236.
- RICCHIAZZI, P.; S. YANG; C. GAUTIER (1998) - SBDART: A Practical Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere. Earth Space Research Group, Institute for Computational Earth System Science, University of California. Santa Barbara (software).
- ROBINSON, A.; MORRISON, J.; MUEHRCKE, P.; KIMERLING, A.; GUPTILL, S. (1995) - *Elements of Cartography (sixth ed.)*. New York: 674.
- RODRIGUES, I. M. (2000 a) - As avenidas de Ressano Garcia (I). *Boletim Lisboa Urbanismo*,13: 20-23.
- RODRIGUES, I. M. (2000 b) - As avenidas de Ressano Garcia (II). *Boletim Lisboa Urbanismo*, 14.
- RODRIGUES, I. M. (2001) - Edificação das avenidas de Ressano Garcia (I). *Boletim Lisboa Urbanismo*,15.

- ROSEMBERG, N.; B. BLAD; S. VERMA (1983) - *Microclimate. The biological environment*. John Wiley & Sons, New York: 495.
- ROTACH, M. W. (1994) - Determination of the zero plane displacement in an urban environment. *Boundary Layer Meteorology*, 67: 187-193.
- RUTZ, F.; A. MATZARAKIS; H. MAYER (2000) - Modelling the mean radiant temperature in urban structures. Calculation of thermal indices. Meteorological Institute, University of Freiburg (software, V. 1.2).
- SANCHEZ, S. F. (1994) - Baixa Pombalina. *Dicionário da História de Lisboa*. Lisboa, C.Q.&A.-C.: 135-136.
- SANTAMOURIS, M., ED. (2001) - *Energy and climate in the urban built environment*. James and James, Atenas:402.
- SANTANA, F.; E. SUCENA., (Dir.) (1994) - *Dicionário da História de Lisboa*. Lisboa, C.Q.&A.-C.: 992.
- SANTOS, F. et al., Eds. (2001) - *Mudança climática em Portugal. Cenários, impactes e medidas de adaptação - SIAM. Sumário executivo e conclusões*. Gradiva, Lisboa:24.
- SARAIVA, J. (1996) - *Acção do vento e nível de conforto em espaços urbanos*. Seminário "A cidade e o clima", DGOTDU, Lisboa.
- SARAIVA, J. G. (1983) - *Aerodinâmica dos edifícios altos: características do escoamento e resposta à turbulência de formas prismáticas*. Tese de Doutoramento, LNEC Lisboa.
- SARAIVA, J.; F. MARQUES DA SILVA; F. G. DA SILVA (1997) - *O vento, a cidade e o conforto*. IV National Meeting on Comfort in Built Environments, Bahia, Brasil.
- SCHNEIDER, S. (1996) - *Encyclopedia of climate and weather*. Oxford University Press, New York: 929.
- SILVA, C. N. (1994) - *Política urbana em Lisboa. 1926-1974*. Livros Horizonte Lisboa:231.
- SILVA, F.; J. SARAIVA (2002) - *Acção do Vento na Cobertura do Novo Estádio do Futebol Clube do Porto (Relatório Final)*. Nota Técnica n.º 10/02-NDA, LNEC, Lisboa:34.
- SILVA, F.; J. VIEGAS.; F. GONÇALVES DA SILVA; P. SANTOS; J. SARAIVA (1998) - *Assessing natural urban ventilation through an integrated model*. Proceedings of the 19th Annual AIVC Conference - Ventilation Technologies in Urban Areas: 372-379.

- SIMPSON, J. E. (1994) - *Sea breeze and local winds*. Cambridge University Press, Cambridge: 234.
- STATSOFT, INC. (1998) - STATISTICA for Windows [Computer program manual]. Tulsa, OK.
- STULL, R. (2000) - *Meteorology for Scientists and Engineers*. Brooks/Cole: 502.
- TAL, A. (Ed. CARSTEN JÜRGENS) (2001) - Surface temperatures and urban land-use from satellite imagery - the case of TEL AVIV - JAFFA. *Regensburg Geographische Schriften.*, Institut für Geographie an der Universität Regensburg:169-176.322-329.
- TAYLOR, P.; J. WALMSLEY; J. SALMON (1983) - A simple model of neutrally stratified boundary-layer flow over real terrain incorporating wavenumber-dependent scaling. *Boundary-Layer Meteorology*, 26:169-189.
- TAYLOR, P.; R. LEE (1984) - Simple guidelines to estimating wind speed variations due to small scale topographic features. *Climatological Bulletin*, 18: 3-32.
- THOMPSON, R.; A. PERRY, ED. (1997) - *Applied climatology. Principles and practice*. Routledge, Londres: 351.
- TROEN, I. (1990) - A high resolution spectral model for flow in complex terrain. *Ninth Symposium on Turbulence and Diffusion*. Roskilde: 417-420.
- TROEN, I.; E. L. PETERSEN (1989) - *European Wind Atlas*. Roskilde: 656.
- UNESCO (2003) A. J. EDWARDS (Ed.) - Radiometric correction of satellite images: when and why radiometric correction is necessary. *The Unesco-Bilko project - Applications of satellite and airborne image data to coastal management. Seventh Computer-based learning module: 79-101*.
- VAN DE GRIEND, A. A.; OWE, M. (1993) - On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, 14(6):1119-1131.
- VDI VEREIN DEUTCHER INGENIEURE (1994) - Environmental Meteorology, Interactions between Atmosphere and Surfaces; Calculation of the short- and long wave radiation. VDI 3789, Part 2 Dusseldorf: 52.
- VOGT, J. V. (1996) - Land surface temperature retrieval from NOAA AVHRR data. In D'SOUZA G.; BELWARD, A.; MALINGREAU, J.-P. (ED.), *Advances in the use of NOAA AVHRR data for land Applications*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 125-151.
- VOGT, J. V.; A VIAU; F. PAQUET (1997) - Mapping regional air temperature fields using satellite-derived surface skin temperatures. *International Journal of Climatology*, 17:1558-1579.

- WILKINSON, G. (1990) (BELWARD E VALENZUELA (Ed.)) - The processing and interpretation of remotely-sensed satellite imagery – a current view. *Remote sensing and Geographical Information Systems for resource management in developing countries*, Remote sensing, I, Kluwer Academic Publishers: 71-97.
- WILKS, D. (1995) - *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic Press, San Diego: 467.
- WU, H.; T. STATHOPOULOS (1993) - Wind-tunnel techniques for assessment of pedestrian-level winds. *Journal of Engineering Mechanics*, 119: 1920-1936.
- YOSHINO, M. (1975) - *Climate in a small area. A introduction to local Meteorology*. Uni. of Tokyo Press, Tokyo:549.