



CONDIÇÕES CLIMÁTICAS E ANOS TÍPICOS

Jorge A. G. Saraiva (1); Francisco A Gonçalves da Silva (2); Fernando V. Marques da Silva (3).

(1) Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa; jsaraiva@lnec.pt

(2) PPGEU/CT/Universidade Federal da Paraíba; ffagos@yahoo.com.br

(3) Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa; fms@lnec.pt

RESUMO

Quem trabalha no domínio do Conforto no Espaço Construído precisa de dados climatológicos apropriados sendo a solução mais comum recorrer ao chamado ano típico (TRY, em terminologia anglo-saxónica). Uma das consequências da adoção das definições correntes deste “ano típico” é o uso da expressão “período atípico”, muito em especial quando se procede a trabalho de campo em que as condições climáticas são variáveis importantes e se procura justificar (em regra, a posteriori) o facto dos resultados não permitirem confirmar as estimativas assumidas ao considerar o “ano típico”. Na presente comunicação, a perspectiva adotada foge aos processos convencionais de análise estatística no domínio do tempo e encara os fenómenos físicos no domínio das frequências. Os fenómenos meteorológicos têm razões físicas na sua gênese e os diferentes parâmetros que caracterizam o tempo (e o clima) podem ser tratados como sinais aleatórios ergódicos e estacionários. É aqui tratado o caso da variável velocidade média (horária) do vento em João Pessoa mas, a sua aplicação poderia ser estendida a qualquer outro lugar e a outras variáveis podendo demonstrar-se que é possível reconstituir sinais que obedecem às mesmas condicionantes físicas e, como tal, que podem reproduzir um qualquer ano, mesmo que seja “atípico”.

ABSTRACT

Thermal Reference Year (TRY) is a concept widely used by those who work in the area of building performance and environmental comfort in human settlements. The paper presents a non-conventional way to define TRY. Time series from power spectral density functions of the meteorological parameters that are relevant. Wind is presented as an application of both the methodology and procedures. Results clearly show that physical origin of the meteorological phenomena can be identified and then allow for the generation of the new TRY on basis of the theory of random ergodic stationary signals, when amplitudes are defined by the energy content of the “spectra” in each frequency and random is define from phase.

1. INTRODUÇÃO

O vento pode ser considerado como resultando da sobreposição de movimentos relativamente independentes, caracterizados por escalas de comprimento compreendidas num intervalo que, em extensões horizontais, varia desde alguns milhares de quilómetros (caso de fenómenos meteorológicos, como os grandes ciclones e anticiclones, ou o movimento das superfícies frontais) aos milímetros (caso das escalas dissipativas dos fenómenos de turbulência local), passando por valores intermediários, como é o caso das brisas marinhas e terrestres ou os escoamentos de vale e de montanha.

A estas escalas de comprimentos estão igualmente associadas escalas de tempos, como tem sido demonstrado, recorrendo à teoria estatística da turbulência (SARAIVA, 1983). A representação das características de variação do vento atmosférico em termos de escalas de tempos (períodos) ou do seu inverso (frequências) constitui o chamado espectro, com mais propriedade função de densidade espectral, que, em termos relativamente simples, pode ser referida como uma descrição do sinal – velocidade do vento – não no domínio do tempo (série temporal), mas no domínio da frequência (espectro) representado na figura 1, cuja observação deixa perceber três diferentes escalas de movimentos (SARAIVA, 1983).

- Macro-meteorológica ou sinótica, com dimensões superiores a 500 km ou intervalos de tempo superior a 2 dias, resultantes da circulação atmosférica global;
- Micro-meteorológica ou local, abrangendo movimentos de dimensão característica inferior a 20 km ou escalas de tempo inferiores a 1 hora onde, as estruturas ambientais, nomeadamente as modificadas por ação do Homem, podem ter um papel determinante;
- Meso-meteorológica, entre as duas e muito claramente separada das micro-escalas pelo chamado vazio espectral, que se estende entre a 1 e 8 horas, e que correspondem a circulações locais de que as brisas são o melhor exemplo, quer sejam induzidas pelas diferentes características da superfície (água e terra sólida) quer sejam associadas à topografia (vales e montanhas).

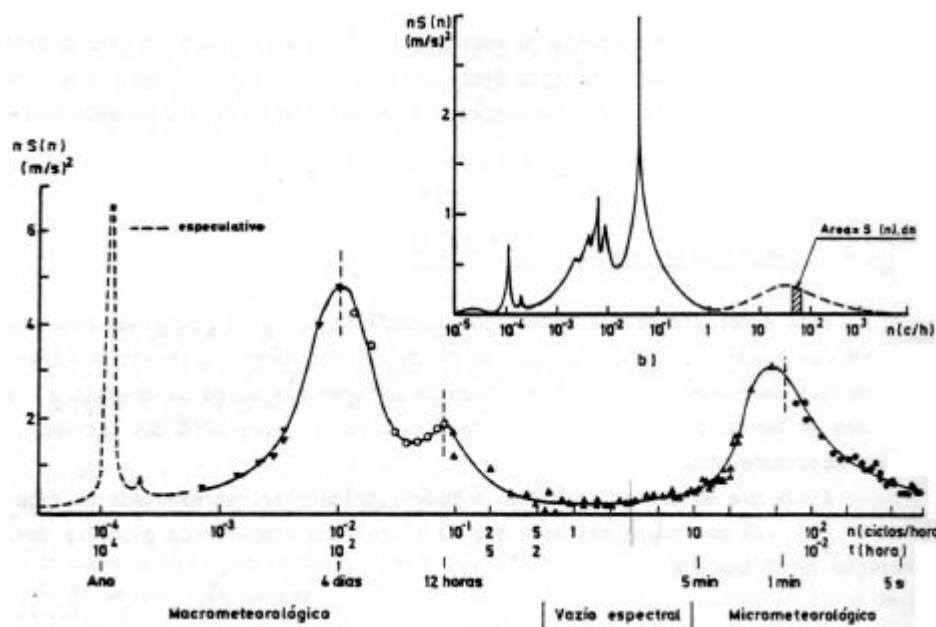


Figura 1 – Espectro do vento atmosférico - latitudes médias do hemisfério Norte (SARAIVA, 1983).

Mas o que a figura mostra em especial é que os picos da representação espectral correspondem a fenômenos físicos bem marcantes: o movimento de translação da Terra (1 ano) e de variação de inclinação do eixo terrestre (6 meses) as passagens de superfícies frontais (tipicamente 4 a 6 dias, com pequenas variações quer temporais quer em energia nos períodos de Inverno e de Verão) a sucessão dos dias (1 dia) e a sucessão de dias e noites (12 horas) (SARAIVA, 1983).

Percebe-se que assim seja. Os movimentos atmosféricos traduzem a mais rápida forma que existe de a energia solar captada pelo planeta ser redistribuída a nível global, sendo óbvio que o movimento de rotação da Terra sobre si própria, além de induzir variações importantes nos fluxos térmicos, que chegam ou são radiados pela superfície, tem uma influência marcada sobre o padrão do escoamento, uma vez que induz forças transversais (as chamadas forças de Coriolis) sobre o movimento do ar. Por outro lado, pode discutir-se a importância da espessura da atmosfera na estabilidade dos escoamentos de grande escala e concluir pela existência dos grandes anéis interlatitudes, bem como as implicações decorrentes do teorema de Kelvin, não se sendo este o local para esta análise (SARAIVA, 1983).

De qualquer forma esta origem física de natureza cíclica significa que as séries de registos acumuladas ao longo dos anos podem ser consideradas como um sinal aleatório, ergódico e estacionário e, como tal, decomposto na soma de uma série de Fourier (funções senoidais em que os termos são do tipo $A \cos(\mathbf{w}t + \mathbf{f})$, onde A é amplitude, \mathbf{w} a frequência, t o tempo e \mathbf{f} é o chamado ângulo de fase), onde a amplitude é determinada pela energia do sinal e a fase pode, em regra, ser considerada como aleatória (SARAIVA, 1983).

A representação espectral (transformada de Fourier da série temporal) faz sobressair as frequências dos termos dominantes no sinal (a ordenada espectral é proporcional ao quadrado da amplitude), mas, também permite inferir que nas zonas em que a ordenada espectral é reduzida não existem componentes nessa frequência.

Note-se que uma das conseqüências deste tipo de análise é que a questão deste tipo de representações (domínio do tempo versus domínio de frequência) pode ser estabelecida para outras variáveis meteorológicas, já que também elas têm a sua origem associadas aos fenômenos naturais. A representação da distribuição de temperaturas no chamado “dia típico,” mais correntemente utilizada em meteorologia, é dada por (T para temperaturas e t para tempo)

$$T(t) = \frac{T_{med}}{2} + \frac{\Delta T}{2} \cos\left(\mathbf{a} \frac{\Delta t}{t_{ref}}\right) \quad [\text{Eq. 01}]$$

e a sua forma traduz diretamente a presença de dois picos espectrais nas 12 horas e no dia (GUERREIRO, 1988). Mais, é possível estabelecer correlações inter-variáveis e, através dos chamados “espectros cruzados”, proceder a representações no domínio da frequência (LUMLEY e PANOFSKY, 1964).

A grande vantagem deste tipo de representações não surge por se dispor de mais informação mas sim de apresentá-la de uma forma diferente que faz sobressair os fenômenos (naturais) que estão na sua origem. A ser verdade, isto significa que é possível gerar a partir das representações espectrais séries temporais que respeitam essas origens e que têm a vantagem nítida de corresponderem a representações em que as características das fontes são preservadas (SILVA, 2003). A comparação com os estudos normais de climatologia é evidente: ao proceder desta forma estamos a falar de tempo (*weather*, na literatura algo saxônia) e não de clima (*climate*). Trata-se de “seqüências” e não de médias estatísticas, desvios padrões, etc., os quais na realidade são filtros associados a processos de média e que levam muitas vezes a esquecer a origem física dos fenômenos e mesmo o que significam as variações estatísticas.

Recorda-se que para que a distribuição de uma variável aleatória seja normal tem que apresentar uma distribuição de valores que compreendem, com probabilidades significativas de ocorrência, realizações afastadas mais de 2 desvios padrões do valor médio, sendo que isso é típico e não atípico, como se tem vindo a generalizar (para uma discussão pormenorizada deste tema vide (KORN e KORN, 1961)).

2. UM EXEMPLO DE APLICAÇÃO

No desenvolvimento dos seus trabalhos de tese (em Arquitetura) um dos autores apresentou uma primeira análise e aplicação no domínio frequência de uma variável meteorológica (SILVA, 1999). A aplicação concreta referia-se à velocidade do vento e a estação meteorológica de referência, cujos dados utilizados (velocidades médias horárias) foram medidos no Aeroporto Castro Pinto (João Pessoa, PB).

Note-se que os dados desta estação (de que não se dispunha de qualquer calibração) foram validados contra dados de uma estação calibrada por um período de medições comuns da ordem de 3 meses (SILVA, 1999).

As figuras 2, 3 e 4 correspondem a uma apresentação sumária dos resultados obtidos, correspondendo a primeira ao tratamento dos valores medidos num ano (no caso 1993), a segunda aos valores medidos às 12 horas de cada dia de um ano (no caso 1987) e, a terceira, aos valores médios mensais determinados

ao longo dos 10 anos de registros.

Note-se que os registros não dispunham na realidade de todos os dados (8760 dados anuais) mas foi estabelecida e aplicada uma metodologia de “recuperação” das séries completas (24 valores diários) (DUARTE, 1996).

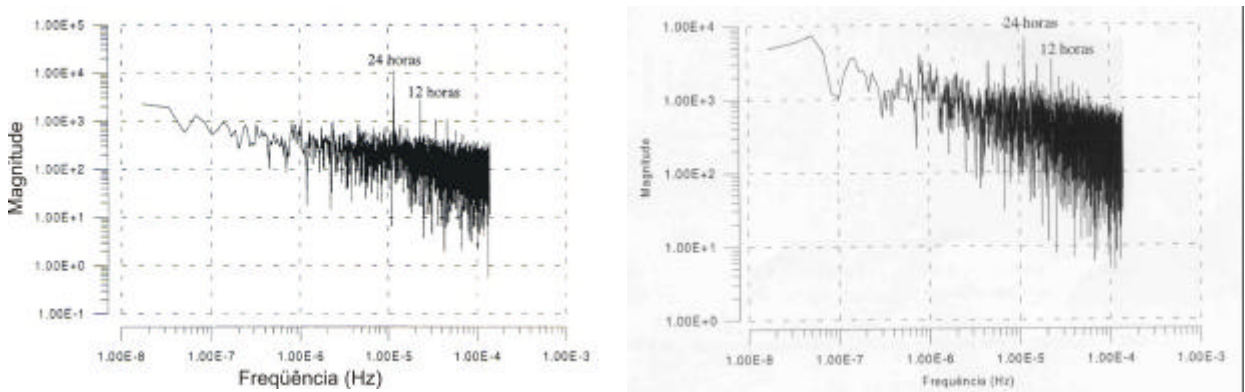


Figura 2 –FFT (“espectro”) das flutuações de velocidade e direção (1993)

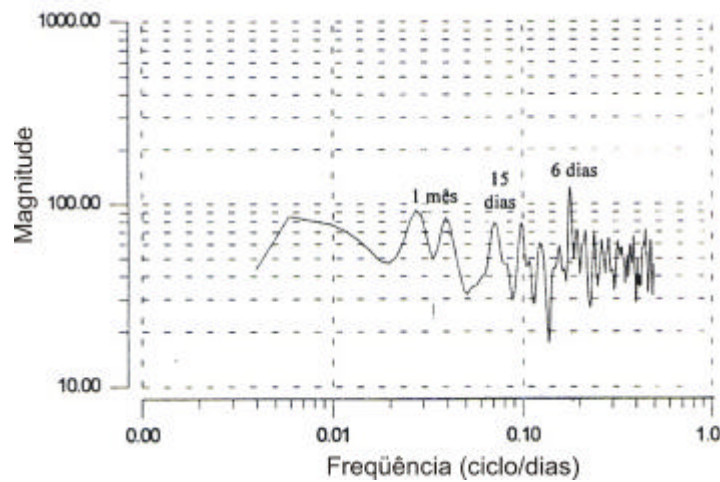


Figura 3 – FFT (“espectro”) das flutuações de velocidade às 12 horas (1987)

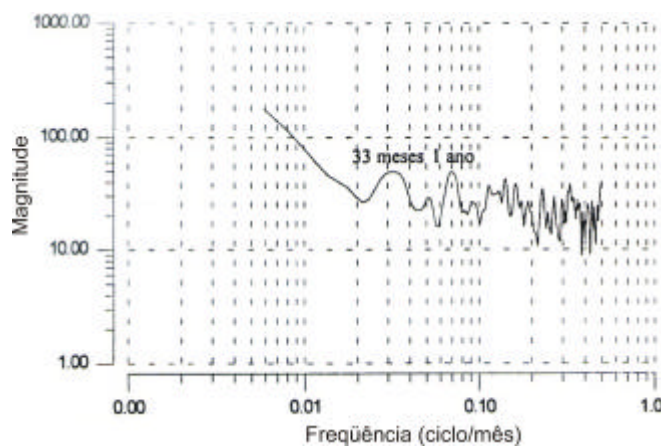


Figura 4 - FFT (“espectro”) das flutuações de velocidade médias mensais (1985-94)

A figura 2 mostra, de uma forma muito marcada, as frequências próprias de 12 e 24 horas, e, ainda que não assinalados expressamente, são visíveis picos de menor ordenada espectral (menos energéticos) centrados em 6, 14, 30, 90 e 180 dias respectivamente.

A figura 3, por seu lado, mostra quando se passa da escala temporal da hora para a escala temporal do dia, que o pico mais importante do espectro, se encontra bem definido num período correspondendo aos 6 dias com três picos secundários centrados em 13,5, 30 e 180 dias. O pico dos 90 dias não é aqui visível aparecendo uma representação de conteúdos energéticos significativos numa alargada banda de frequências que se estende dos 90 aos 180 dias.

Na figura 3, os dois períodos claramente dominantes centram-se no ano (pico bem marcado) e na ordem dos 3 anos. São ainda visíveis, mesmo que menos expressivos do ponto de vista de ordenada espectral, o período alargado em torno dos 6 meses e um período ao redor dos 90 dias.

A identificação dos fenômenos físicos associados a estes picos é nalguns casos evidente mas mereceu reflexão nos outros.

A ocorrência dos picos diário e anual é óbvia, como quase óbvio é o pico das 12 horas já que em João Pessoa chega a ver-se durante a noite as folhas dos coqueiros, à beira-mar, viradas para o lado do Atlântico enquanto que as nuvens correm para terra, sendo a brisa noturna terrestre e o alíseo responsáveis por este fenômeno. O pico alargado dos 6 meses pode ser percebido sem dificuldade maior dada a latitude de João Pessoa (cerca de 7° abaixo do Equador) que leva a que os efeitos da inclinação do eixo se façam sentir de forma menos marcada do que para as latitudes mais elevadas.

O pico dos 6 dias corresponde à entrada das superfícies frontais vindas de Sul. Há aqui uma primeira surpresa já que, se para os Estados do Sul e do Centro-Oeste isto é bem conhecido, não era evidente que a influência destas superfícies se fizesse sentir até o Nordeste, e muito menos com esta intensidade. Os picos centrados nos 15 e nos 30 dias podem ser associados à influência destas mesmas superfícies frontais porque, como se sabe, estas têm dois trajetos característicos sobre o continente Sul-Americano. Uma vez o centro depressionário desloca-se mais ao longo da costa leste, outras mais próximo da linha média continental dependendo da intensidade e da posição do anticiclone sobre o Atlântico Sul.

Por outro lado, há alguma indicação (2 picos um pouco separados) de que a velocidade a que se desloca a frente bem como a sua intensidade têm valores diferentes nos períodos de “Verão e Inverno”. O pico centrado nos 90 dias pode corresponder ao que se poderia designar por meia estação (ou transição para as quatro estações mais típicas de latitudes maiores) e o fato de estar algumas vezes presente e outras não, suporta esta interpretação.

A única justificativa associada ao pico centrado nos 3 anos, que foi possível encontrar, tem a ver com a ação conjugada das correntes térmicas do Pacífico, El Niño – La Niña. Vale a pena referir que a identificação deste ciclo, bem como a avaliação da sua importância real no clima de toda a Terra, tem cerca de 5 anos mas que os dados utilizados neste estudo (1985 a 1994) são bem anteriores.

O conjunto de resultados afigura-se, particularmente, interessante, pois, traduz que a influência de dois fenômenos físicos meteorológicos, está presente em zonas muito distantes da sua origem, estendendo-se para além do que se pensaria. A representação em termos de anos típicos ou de normais climatológicas mascara esta presença e é uma das razões para quando as amplitudes dos picos espectrais são maiores se referir que se trata de uma situação atípica. De fato a representação espectral para os 10 anos de dados foi levada a cabo (DUARTE, 1996) e ainda que não seja aqui apresentada mostra sempre os picos anteriormente identificados, se bem que com amplitudes que chegam a variar em ordem de grandeza de 1:4, o que significa amplitudes das senoidais a que correspondem da ordem de 1:2. E se estas sinusóides tiverem fase pseudo-aleatória, as intensidades das ações a que correspondem podem ser particularmente importantes ou mesmo desaparecer em termos práticos.

3. SÉRIES SINTÉTICAS DE VENTO

Mas se é possível a aplicação deste tipo de análise é igualmente possível a aplicação de seu inverso. Isto é, dado um determinado espectro pode-se gerar uma série temporal que mantenha as suas propriedades, nomeadamente a presença da origem física das variações dessa propriedade, e que representa uma qualquer realização “típica”.

O método desenvolvido (ESTANQUEIRO, 1997), aqui aplicado à geração de séries sintéticas de vento,

na gama de comprimentos de onda correspondentes à chamada turbulência atmosférica é uma derivação do correntemente designado por método de Shinozuka, que baseia a geração de séries temporais no cálculo da função inversa da transformada clássica de Fourier da amplitude da função de densidade espectral de energia de um processo. O objetivo do método consiste em obter uma realização de um processo estocástico (aqui uma série temporal de flutuações da componente longitudinal da velocidade do vento) a partir da função de densidade espectral que caracteriza o processo. O método recorre a esta função para efetuar uma soma ponderada de funções senoidais (neste caso de cossenos). A contribuição de cada uma das N ondas é dada pela amplitude do “espectro” ($S(n)$, função real) para a frequência própria que a caracteriza (n ; $2\mathbf{p} \cdot n = \mathbf{w}$). As fases obtêm-se no caso de “espectro” unidimensional de séries simples não correlacionadas por geração de números pseudo-aleatórios compreendidos entre os valores de 0 e $2\mathbf{p}$ (na realidade entre 0 e 1).

Segundo o método de Shinozuka, no caso mais simples de processos estocásticos unidimensionais e univariados, uma realização do processo poderá ser obtida por

$$u(t) = \sqrt{2} \sum_{k=1}^n A_k \cos(\mathbf{w}'_k t + \mathbf{f}_k) \quad [\text{Eq. 02}]$$

onde: $A_k = \sqrt{S(\mathbf{w}_k) \Delta \mathbf{w}}$; $\Delta \mathbf{w} = \frac{\mathbf{w}_{Max} - \mathbf{w}_{min}}{N}$; $\mathbf{w}_k = \mathbf{w}_{min} + (k - \frac{1}{2}) \Delta \mathbf{w}$; $\mathbf{w}_k = 2\mathbf{p} \cdot n_k$;
 $\mathbf{w}'_k = \mathbf{w}_k + \mathbf{d}_k$; $\mathbf{f}_k = 2\mathbf{p} \cdot f_a$.

Nas expressões anteriores, \mathbf{d}_k é uma frequência pseudo-aleatória de distribuição uniforme num intervalo de semi-amplitude $\mathbf{a} \Delta \mathbf{w} / 2$, S é a função de densidade espectral do processo estocástico, N é o número de frequências de discretização do espectro (suficientemente elevado para assegurar que o processo é ergódico), \mathbf{f}_k é a fase correspondente a cada frequência discreta e obtida por um método pseudo-aleatório no intervalo $[0, 2\mathbf{p}]$, f_a são números pseudo-aleatórios, \mathbf{a} é a chamada quantidade de perturbação, n_k é a frequência ($k=1, 2, \dots, N$) e \mathbf{w}_k a frequência angular.

Dada a existência dos chamados vazios espectrais, pode ser útil considerar que os turbilhões do escoamento atmosférico são representados nos espectros de potência pelos valores tomados à frequência $n (=L/U)$ e tomando, não todo o domínio de uma vez, mas zonas entre vazios espectrais (por exemplo as associadas às diferentes escalas meteorológicas apresentadas) considerando que os processos de frequência inferior a uma dada referência (escala de tempo do início da série) correspondem a um valor médio e que os valores de frequência mais elevada, no outro extremo do intervalo, contribuem com média nula. Assim, de acordo com as hipóteses assumidas, é possível construir séries de vento anuais obtidas a partir de séries de Fourier com uma estrutura do tipo:

$$U_A(t) = A_0 + \sum_{i=1}^n A_i \cos(\mathbf{w}_i t + \mathbf{f}_i) + \sum_{j=n+1}^m A_j \cos(\mathbf{w}_j t + \mathbf{f}_j) + \sum_{l=m+1}^p A_l \cos(\mathbf{w}_l t + \mathbf{f}_l) \quad [\text{Eq. 03}]$$

onde o primeiro termo pode corresponder ao valor médio anual (ou semestral) da velocidade do vento, o conjunto dos termos integrados no primeiro somatório corresponde a turbilhões com dimensões da escala do transporte das superfícies frontais, o conjunto de termos integrados no segundo somatório estabelece a contribuição dos fenômenos de base diária e, o terceiro, a contribuição da turbulência mecânica de escala local.

A modelação de vento aqui adotada para ilustrar a capacidade do método consistiu na geração de séries sintéticas na região micrometeorológica do “espectro” atmosférico: na hipótese de ventos médios (velocidade média horária a 10 m do solo tipicamente acima de 3,5 m/s, como é o caso do aliseio em que os efeitos térmicos são relativamente pouco importantes), a turbulência atmosférica pode assumir-se como um processo homogêneo e estacionário; a turbulência é isotrópica para as flutuações de maior frequência, isto é, as propriedades estatísticas são invariantes para translações simples e rotações no plano das coordenadas; é válida a hipótese de Taylor (turbulência congelada), isto é, $R_{ij}(r, t) \rightarrow R_{ij}(r)$; assume-se como válido o postulado de Kolmogoroff; e uma distribuição gaussiana

para a turbulência atmosférica “unidimensional”.

A razão de adotar esta zona para ilustração do método tem a ver com o fato de a variação da velocidade média, U , em altura, x_3 , dentro de uma camada limite, nomeadamente da Camada Limite Atmosférica, poder ser expressa por uma lei universal do tipo logarítmico, estabelecida com base na análise dimensional e no equilíbrio das forças atuantes do tipo

$$\frac{U(x_3)}{u_t} = \frac{1}{k} \ln \frac{u_t x_3}{\nu} + C + f(k_s) \quad [\text{Eq. 04}]$$

onde u_t é a chamada velocidade de atrito, k é a constante de Kàrmàn, uma constante universal, ν é a viscosidade do ar, C é uma constante e o último termo representa uma função que depende da rugosidade equivalente de areia do local k_s .

Assumiui-se para esta zona do espectro a função de densidade espectral de energia proposta por Kaimal que encara a variação em altura, x_3 , desta zona do espectro (figura 5). Optou-se por esta representação já que a representação clássica de Davenport não contempla a variação em altura.

$$\frac{nS(n)}{u_t^2} = \frac{200f_0}{(1 + 50f_0)^{5/3}} \quad [\text{Eq. 05}]$$

onde $f_0 (= nx_3/U(x_3))$ é o chamado parâmetro de Monin.

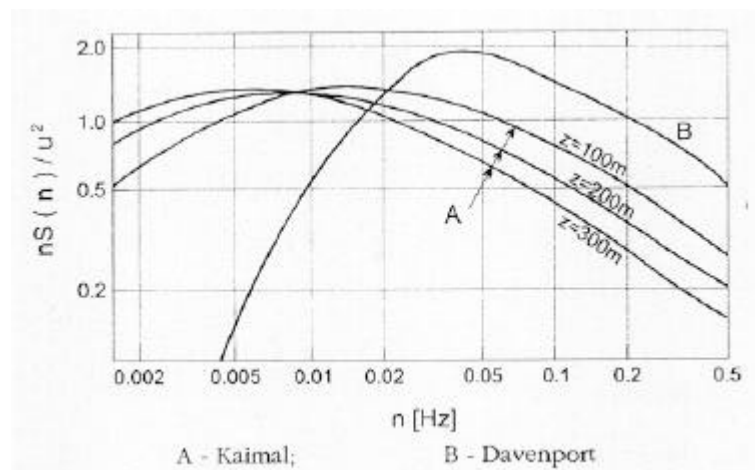


Figura 5 – Função de densidade espectral das flutuações longitudinais da velocidade

A figura 6 representa duas realizações (séries) distintas geradas para o mesmo valor de velocidade média admitindo a fase f de cada uma das componentes na frequência w como aleatória.

4. CONCLUSÕES

A presente comunicação vem demonstrar, de forma clara, que as representações espectrais de variáveis meteorológicas têm características que as tornam particularmente interessantes em aplicações no domínio do comportamento/resposta ambiental do espaço construído.

De um lado, fazem sobressair as principais características que conformam o clima (isto é o tempo), permitindo mesmo uma identificação dos processos associados às suas origens; de outro, permitem a construção de anos típicos para as diferentes variáveis, que correspondem a pesar de início os fenômenos que influenciam processos, em vez de filtrá-los por processos estatísticos.

Isto é, um ano típico em processos dinâmicos não é aquele que “soma” uma série de meses de anos distintos que mais se aproximam de um valor médio dos diferentes anos (poder-se-ia discutir aqui as escalas de tempos e a importância que elas de certa forma têm para filtrar alguns sinais) mas aquele que

corresponde a uma realização espectral.

Nesta perspectiva não faz sentido falar em anos ou ocorrências atípicas.

Por outro lado, a área abaixo da função de densidade espectral corresponde à variância do processo representado, permitindo um acesso direto, mais simples, às estatísticas em regra aplicadas nos processos de dimensionamento de sistemas de AVAC (normais climatológicas e quantilhos/percentis, como adotado nos processos mais simplificados de definição da potência a instalar, ou anos típicos associados a processos de média no caso de análises dinâmicas, como é o caso de software do tipo ESP, *Energy Plus*, etc.)

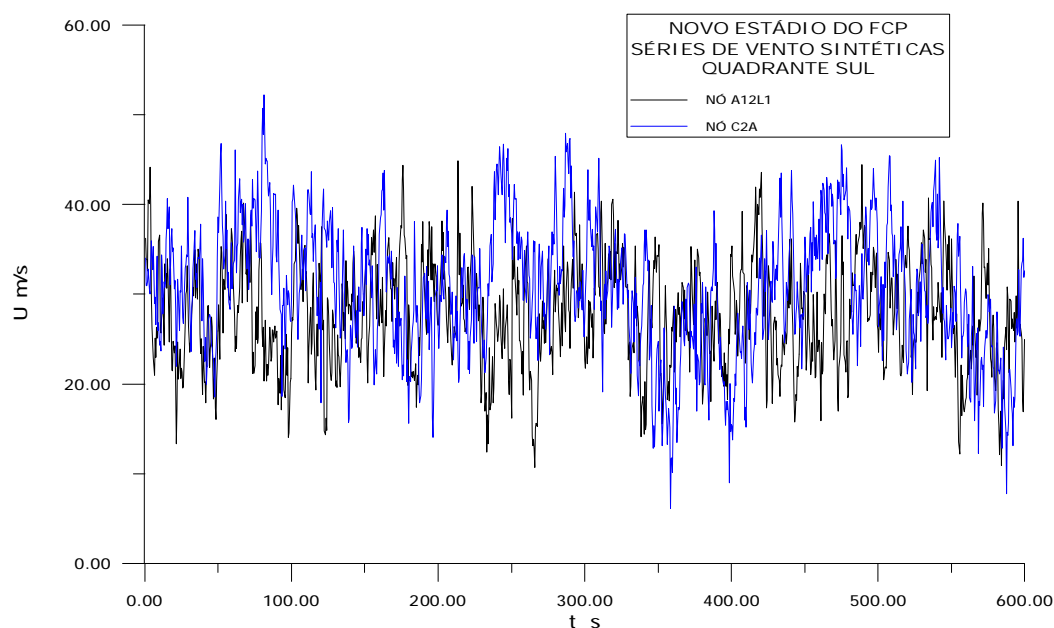


Figura 6 – Séries sintéticas

Note-se que o conhecimento das distribuições estatísticas das diferentes variáveis meteorológicas (por exemplo uma distribuição de *Weibull* para os valores da velocidade média do vento, ou uma distribuição de *Fisher-Tippet* para os valores máximos) está suportado no tratamento de longas séries temporais, isto é, o que esta comunicação exprime é que há hoje processos de tratamento de informação, que mesmo reconhecendo a utilidade dos métodos clássicos (clima), permitem definir com uma base científica realizações do tempo (*weather*) geradas por métodos de simulação que respeitem as origens físicas dos fenômenos.

5. REFERÊNCIAS

SARAIVA, Jorge A. G. (1983) **Aerodinâmica dos Edifícios Altos. Características do escoamento e resposta à turbulência de formas prismáticas.** Tese. Lisboa: LNEC.

GUERREIRO, M. Rita; et ali. (1988) **Dados Climáticos de Referência para Estudos em Edifícios. Ano climático de referência.** Relatório. Lisboa: LNEC.

LUMLEY, Jonh; PANOFSKY, Hans. (1964) **The Structure of Atmospheric Turbulence.** Vol XII Monographs and Texts in Physics and Astronomy. New York: Interscience Publishers.

SILVA, Fernando Marques da. (2003) **Ventilação Natural de Edifícios. Turbulência atmosférica.** Tese. Lisboa: IST-UTL.

KORN, Granino; KORN, Theresa. (1961) **Mathematical Handbook for Scientists and Engineers.** New York: McGraw-Hill Book Company.

SILVA, Francisco A. Gonçalves da. (1999) **O Vento como Ferramenta no Desenho do Ambiente Construído. Uma aplicação ao Nordeste do Brasil.** Tese. São Paulo: FAU-USP.

DUARTE, Delmira; SANTOS, Dina. (1996) **Análise do Regime de Ventos na cidade de João Pessoa**. Relatório. Lisboa: IST-UTL.

ESTANQUEIRO, Ana I. L. (1997) **Modelação Dinâmica de Parques Eólicos**. Tese. Lisboa: IST-UTL.