

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

FACULTAD DE INGENIERÍA - DEPARTAMENTO AERONÁUTICA

Laboratorio de Capa Límite y Fluidodinámica Ambiental (LACLYFA)



**CARACTERÍSTICAS DE LA TURBULENCIA
ATMOSFÉRICA EN UN BOSQUE DE CONÍFERAS**

Tesis para el título de *Doctora en Ingeniería*

Abril de 2005

Ing. Aer. Ana Elena Scarabino

Director: Dr. Ing. Ulfilas Boldes

Co-director: Dr. Jorge Colman Lerner

RESUMEN

En el presente trabajo se analizan mediciones de dos y tres componentes instantáneas de la velocidad del viento, adquiridos simultáneamente a dos y cuatro alturas, en el seno del bosque y por arriba del mismo, en una torre meteorológica instalada en el bosque de Solling, Alemania, por el Instituto de Bioclimatología de la Universidad Georg Augustus de Goettingen. Los registros, adquiridos con anemómetros ultrasónicos a una frecuencia de 10 Hz, son analizados a través de estadísticas tradicionales, análisis por cuadrantes, correlaciones cruzadas y análisis espectral y por wavelets.

Los resultados confirman la existencia en la capa de corte superior de oscilaciones de gran escala, independientes del tipo de rugosidad de la vegetación, y estructuras vorticosas transversales de escala espacial comparable a la altura del bosque, que contribuyen al transporte vertical, inyectando cantidad de movimiento desde la capa superior. Se discuten aspectos de la interacción entre la capa de corte sobre la vegetación y la región de muy baja velocidad media cerca del suelo, la que está sometida a tensiones de corte intermitentes por dichas estructuras vorticosas, y es influenciada a su vez por las fluctuaciones de gran escala de la capa superior.

En el análisis tridimensional, los resultados muestran un perfil alabeado de velocidades medias, con un cambio en el signo de la velocidad lateral entre las copas de los árboles y la zona inferior. Las correlaciones cruzadas de las componentes de la velocidad cambian de signo en esta región, sugiriendo la presencia intermitente de estructuras vorticosas organizadas, no sólo

ABSTRACT

In the present work turbulent wind data are analyzed, acquired simultaneously at two and four heights within and above the forest, at the measuring tower installed in the Solling spruce forest by the Institute of Bioclimatology, Georg Augustus University, Goettingen. The data, acquired with ultrasonic anemometers at a frequency of 10 Hz, are analyzed by means of classical statistic techniques, quadrant analysis, cross correlations, spectral analysis and wavelet transform.

The results confirm the existence in the upper mixing layer region of the flow of large-scale oscillations independent of the roughness type, and smaller vortical structures of canopy scale, which contribute to the vertical transport phenomena within the forest, injecting momentum from the upper layers. This work discusses aspects of the interaction between the mixing layer region above the forest and the low mean velocity region near the ground, submitted to intermittent shear by the nearby vortex structures and influenced by the large scale fluctuations of the canopy top mixing layer.

The three-dimensional analysis shows a twisted mean velocity profile, with a sign change of the lateral velocity between the tree crowns and the lower region. Cross-correlations of the velocity components also change sign in this region, suggesting the intermittent presence of organized vortex structures, not only transversal, but also of longitudinal type. Spectral and wavelet analysis identify energetic scales of order H (canopy height) and $10H$. The wavelet map allows to identify the coupling of longitudinal, lateral and vertical motions

transversales, sino también de tipo longitudinal. Los espectros y wavelets identifican escalas energéticas de orden H y $10 H$, siendo H la altura del bosque, y las wavelets en particular permiten reconocer acoplamientos de movimientos longitudinales, laterales y verticales en esas escalas, que permiten inferir la interacción de estructuras vorticosas de distinta dirección y escala, que promueven importantes flujos laterales y verticales.

Se espera que los resultados de este trabajo contribuyan a una descripción más completa del campo turbulento tridimensional que caracteriza al viento en el seno y el entorno de este tipo de vegetación.

in these scales, what suggests the interaction of vortex structures of different orientation and scale, promoting important lateral and vertical flows.

The results of this work should contribute to a more complete description of the three-dimensional turbulent wind field within and above this kind of canopies.

INDICE

LISTA DE FIGURAS	v
LISTA DE TABLAS	vii
LISTA DE SÍMBOLOS Y ABREVIATURAS	viii
AGRADECIMIENTOS	xi

Cap.		Pág.
1	Introducción	1
2	Teoría	6
	2.1 La capa límite atmosférica	6
	2.2 Flujo sobre la vegetación	11
	2.3 Flujo en el seno de la vegetación	13
3	Metodología	17
	3.1 Experimento	17
	3.2 Análisis de las señales	21
	3.2.1 Análisis estadístico de amplitud de señal	23
	3.2.2 Análisis en dominio del tiempo	29
	3.2.3 Análisis en dominio de frecuencia: Análisis de Fourier	33
	3.2.4 Análisis en tiempo-frecuencia (o tiempo-escala): Wavelets	38
4	Resultados	43
	4.1 Mediciones simultáneas de velocidad longitudinal y vertical a 2 y 39 m de altura	43
	4.1.1 Estadísticas y análisis por cuadrantes	43
	4.1.2 Análisis por Wavelets	47
	4.1.3 Análisis de correlaciones	52

	4.2 Mediciones simultáneas de tres componentes de velocidad en cuatro alturas	58
	4.2.1 Distribución vertical de velocidad media	58
	4.2.2 Análisis por cuadrantes	61
	4.2.3 Estadísticas de la turbulencia	63
	4.2.4 Análisis espectral	68
	4.2.5 Análisis por wavelets	69
	4.2.6 Correlaciones cruzadas	71
	4.2.6.1 Correlaciones cruzadas locales	71
	4.2.6.2 Correlaciones cruzadas con la capa de corte	73
5	Discusión de los Resultados	76
6	Conclusiones	84
	Apéndice: Estadísticas de la turbulencia a cuatro alturas	85
	Referencias	88

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
2.1.1	Esquema de la capa límite atmosférica	6
2.1.2	Espectro energético de fluctuaciones del viento	8
2.2.1	Perfil logarítmico de velocidad media sobre el bosque	12
2.3.1	Cambios en el perfil de velocidades medias en el bosque	14
2.3.2	Estadísticas de la turbulencia en distintos tipos de follaje	15
3.1.1	Vista de la torre de medición desde el Oeste	18
3.1.2	Vista del bosque y el anemómetro ultrasónico METEK-USAT desde la torre	18
3.1.3	Esquema de la torre de medición y el instrumental utilizado	19
3.1.4	Direcciones admitidas de viento	20
3.2.1.1	Muestreo discreto de una señal continua.	24
3.2.1.2	Ejemplo de una señal con skewness positiva	26

3.2.1.3	Ejemplo de señales con igual desvío standard y distinta kurtosis.	27
3.2.1.4	Notación clásica para el análisis por cuadrante	28
3.2.2.1	Función autocorrelación de una medición de velocidad instantánea de viento	31
3.2.3.1	Ejemplo de espectro de una señal	34
3.2.3.2	Efecto del muestreo a una frecuencia inferior a la frecuencia de Nyquist	36
3.2.3.3	Ventana rectangular implícita al analizar un intervalo finito (0, T), y ventana de Hanning para el mismo intervalo.	37
3.2.4.1	Familia de wavelets	40
3.2.4.2	Análisis por wavelets de un vórtice de Rankine	42
4.1.1.1	Evolución temporal de las fluctuaciones de velocidad en dos puntos	46
4.1.1.2	Análisis “cuadrante-agujero” (Q-hole) en dos puntos	47
4.1.2.1	Evolución temporal de las fluctuaciones de velocidad, contornos de transformada wavelet y máximos de cada escala a $z/H = 1.3$	49
4.1.2.2	Evolución temporal de las fluctuaciones de velocidad, contornos de transformada wavelet y máximos de cada escala a $z/H = 0.07$	50
4.1.3.1	Correlaciones cruzadas de componentes de velocidad en dos puntos	54
4.1.3.2	Evolución temporal de un remolino típico de escala espacial H	56
4.1.3.3	Autocorrelación para u' y w' a $z/H = 1.3$ y a $z/H = 0.07$	57
4.2.1.1	Distribución de velocidad media: componentes longitudinal y lateral, y vista en planta para el periodo 15:52-16:52	59
4.2.1.2	Interacción entre vorticidad y gradientes de velocidad	61
4.2.2.1	Análisis cuadrante-agujero (Q-hole) en cuatro alturas	62
4.2.3.1	a) Valor rms de las componentes de la velocidad y b) intensidad de la turbulencia TI en cuatro alturas	64
4.2.3.2	Tensiones de Reynolds en cuatro alturas	65
4.2.3.3	“Skewness” o sesgo de las fluctuaciones de la velocidad en cuatro alturas.	66
4.2.3.4	Escalas espaciales de la turbulencia en cuatro alturas	67

4.2.4.1	Espectros de las fluctuaciones longitudinales, laterales y verticales a cuatro alturas	68
4.2.5.1	Transformada wavelet (al cuadrado) de u, v y w a cuatro alturas	70
4.2.6.1	Máximas correlaciones cruzadas $Cu_i u_j$ a cuatro alturas	72
4.2.6.2	Correlación cruzada de componentes horizontales Cuv a $z/H = 0.3$. Hora 15:52	73
4.2.6.3	Correlaciones cruzadas con las componentes de la velocidad en la capa de corte $Cu_i(1.3)u_j$.	74
5.1	Esquema de vórtices longitudinales dentro del bosque	81
5.2	Esquema de la interacción tridimensional de vórtices en el bosque	82

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
3.1.I	Características del bosque de Solling (F1)	17
4.1.1.I	Estadísticas de la velocidad instantánea en dos alturas: valores medios de velocidad longitudinal y vertical, desvío standard, intensidad de turbulencia, skewness (sesgo), kurtosis y tensiones de Reynolds	43
4.1.1.II	Frecuencias relativas de eventos simultáneos en $z/H = 0.07$ y $z/H = 1.3$	44
4.1.3.I	Coefficientes de correlación cruzada en dos alturas	53
Ap.	Estadísticas de la Turbulencia a cuatro alturas	85

LISTA DE SÍMBOLOS Y ABREVIATURAS

$a(z)$	Superficie de hojas por unidad de volumen
ABL	Atmospheric Boundary Layer: Capa Límite Atmosférica
$C_{u_i u_j}$	Correlación cruzada de las componentes de velocidad u_i y u_j
C_{uv}, C_{uw}, C_{vw}	Correlación cruzada entre las componentes de velocidad u-v, u-w y v-w respectivamente
CWT	Continuous Wavelet Transform: Transformada wavelet continua.
$(dU/dz)_H$	Variación vertical de velocidad media a la altura del bosque
d	Nivel medio de absorción de cantidad de movimiento
f	Frecuencia
f_c	Parámetro de Coriolis
g	Aceleración de la gravedad
H	Altura media del bosque
h_c	Altura media de la vegetación en general
HST	Hydrodynamic Stability Theory: teoría de estabilidad hidrodinámica.
k	Constante universal de Von Karman
Ku_u, Ku_v, Ku_w	Kurtosis de las fluctuaciones de velocidad u' , v' y w' resp.
LAI	Leaf Area Index: relación sup. de hojas / sup. de suelo cubierta por el follaje
L_{MO}	Longitud de Monin-Obukhov
L_s	Escala de longitud
L_u, L_v, L_w	Escalas espaciales de la turbulencia para fluctuaciones de velocidad u' , v' , y w' resp.
p	Presión
q	Humedad específica
q^*	Escala de transferencia turbulenta de humedad
QI, QII, QIII, QIV	Primer, segundo, tercer y cuarto cuadrante de fluctuaciones de velocidad en el plano x-z.
rms	Root mean square: valor medio cuadrático
R_{xy}, R_{xz}, R_{yz}	Componentes xy, xz e yz del tensor de Reynolds

$S(f)$	Densidad de potencia espectral
Sk_u, Sk_v, Sk_w	Skewness, o sesgo, de las fluctuaciones de velocidad u' , v' y w' resp.
t	Tiempo (generalmente en segundos)
T	Temperatura
T^*	Escala de transferencia turbulenta de temperatura potencial
T_i	Escala temporal de la fluctuación u_i'
$TI(u_i)$	Intensidad de turbulencia de la componente u_i
T_u, T_v, T_w	Intensidad de turbulencia longitudinal, lateral y vertical resp.
U	Velocidad media del viento
u, v, w	Componentes longitudinal, lateral y vertical respectivamente de la velocidad del viento.
u', v', w'	Fluctuaciones de velocidad del viento, longitudinal, lateral y vertical respectivamente
u^*	Velocidad de fricción
U_H	Velocidad media a la altura del bosque
u_{top}, u_{ground}	Velocidad longitudinal medida a 38 y 2 m de altura respectivamente
V_{long}	Velocidad longitudinal
V_{lat}	Velocidad lateral
w_{top}, w_{ground}	Velocidad vertical medida a 38 y 2 m de altura, respectivamente
$W(s, \tau)$	Transformada wavelet en escala s y localización temporal τ
z	Altura sobre el nivel del suelo
z_h	Altura de rugosidad para el transporte de calor
z_i	Altura de la capa límite atmosférica
z_o	Altura de rugosidad
z_q	Altura de rugosidad para el transporte de humedad
θ	Temperatura potencial
Λ	Longitud de onda
ρ	Densidad del aire
σ_i	Desvío standard de la componente de velocidad u_i
$\sigma_u, \sigma_v, \sigma_w$	Desvío standard de las fluctuaciones de velocidad u' , v' , y w' resp.

$\tau_{1/e}$	Valor de retardo en que la función autocorrelación alcanza el valor $1/e$ (≈ 0.37)
ω	Vorticidad
$\omega_x, \omega_y, \omega_z$	Componentes en x, y y z del vector vorticidad

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue llevado a cabo en el marco de un programa de cooperación PROALAR entre el Instituto de Bioclimatología de la Universidad Georg Augustus (Goettingen, Alemania) y el Laboratorio de Capa Límite y Fluidodinámica Ambiental, de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional de La Plata, Argentina.

Además, personalmente quiero agradecer

- a los Dres. Ulfilas Boldes y Jorge Colman Lerner por su dirección, sus sugerencias, y por su perseverancia para conseguir fondos y participación en los programas.
- al Dr. Gode Gravenhorst, del Instituto de Bioclimatología de la Universidad de Goettingen, por compartir los datos de sus mediciones de campo y brindarme la posibilidad de participar en un proyecto interdisciplinario de este tipo.
- a Julio Marañón Di Leo, que trajo los datos anemométricos de Alemania y los convirtió a un formato digital legible.
- a Sebastián Nervi, Martín Idiart, Mark Sterling y la gente del ISTEAC, todos proveedores permanentes de bibliografía actualizada.
- a mis compañeros del LaCLyFA y del Departamento Aeronáutica, por su ayuda en todo y su buena onda.
- a Daniel, Carolina y Marcos, por tanto apoyo, estímulo, paciencia y amor.

1. INTRODUCCIÓN

Los flujos turbulentos, como los de la capa límite atmosférica, pueden describirse como formados por una superposición de remolinos o estructuras fluidodinámicas -patrones coherentes de velocidad, vorticidad y presión- de un amplio rango de tamaños. Estas estructuras interactúan continuamente con el flujo medio, del cual obtienen su energía, y entre sí. Las “estructuras coherentes” en el flujo, que contienen la mayor parte de la energía cinética de la turbulencia, y son responsables de la mayor parte del transporte turbulento, se originan en inestabilidades del flujo medio (Kaimal y Finnigan 1994¹).

El estudio sistemático del flujo de aire en la vegetación y su relación con el transporte de calor, vapor de agua y CO₂ se inicia con Penman y Long 1960². Esa línea de trabajo fue profundizada en publicaciones siguientes de Uchijima 1962³, Denmead 1964⁴, Brown y Covey 1966⁵ y Lemon y Wright 1969⁶, entre otros. Estos autores focalizaban su estudio en la fisiología vegetal y la transferencia de agua y otros escalares a través del sistema suelo-planta-aire. Los primeros trabajos que apuntaron a describir la estructura del viento en el follaje y su capa de corte superior fueron de Inoue 1963⁷, Uchijima y Wright 1964⁸ y Wright y Lemon 1966⁹

Un conocimiento completo de los movimientos del aire en bosques y cultivos es el primer paso necesario para la comprensión de los importantes fenómenos de transporte que ocurren en la vegetación, así como los daños en plantaciones y forestaciones causados por el viento. La determinación de esfuerzos debidos a cargas eólicas (Blackburn et al, 1988¹⁰, Mayer, 1989¹¹, Baker, 1995¹²), el acoplamiento dinámico entre el flujo de aire y árboles y plantas (Gardiner, 1995¹³, Peltola, 1996¹⁴), los daños causados por acción combinada de viento y nieve (Päätaalo et al., 1999¹⁵), todos requieren información detallada sobre el perfil vertical de velocidades de viento, y de las características de la turbulencia. La dispersión de semillas, polen, esporas y contaminantes, la eficiencia de pesticidas y fertilizantes, están fuertemente influenciadas por la naturaleza de los movimientos de aire en el seno de la vegetación y en las capas de aire adyacentes sobre la misma (Green y Johnson, 1989¹⁶, Di-Giovanni y Kevan, 1991¹⁷, Miller et al, 1993¹⁸). Del mismo modo, el estudio del intercambio y transporte de gases como O₂, CO₂ y vapor de agua, fundamental para la vida vegetal, requiere un conocimiento claro de la naturaleza del flujo en el que las plantas están

inmersas (Wofsy et al. 1993¹⁹, Grace et al. 1995²⁰, Jarvis et al. 1997²¹). El viento turbulento de la baja capa límite atmosférica activa los procesos de intercambio entre la vegetación y la atmósfera. La necesidad de una mejor comprensión de los ciclos biogeoquímicos y su rol en el cambio climático global, ha impulsado registros y estudios de largo plazo de flujos de CO₂, temperatura y otros escalares en la vegetación (Baldocchi y Meyer, 1998²²).

Estos procesos de transporte están gobernados por flujos turbulentos que aparentemente exhiben ciertas características universales (Amiro 1990²³, Amiro y Davis 1998²⁴). Los primeros intentos por predecir estas características utilizaron analogías con la capa límite de paredes rugosas, pero con éxito limitado (ver, p. ej. Muhlhearn y Finnigan 1978²⁵, Raupach 1979²⁶). Una diferencia básica entre el flujo en follaje y la capa límite con alta rugosidad es que el sistema “atmósfera-follaje” es un medio poroso, que permite velocidades finitas y perturbaciones a la velocidad dentro del follaje mismo. Por lo tanto, la interfase follaje-atmósfera no puede imponer las mismas restricciones que una pared sólida (la condición de no deslizamiento o “non slip condition”).

Ya en 1981 (Raupach y Thom 1981²⁷), mediciones de viento en zonas forestadas o cultivadas demostraban que el flujo turbulento en estas áreas está dominado por estructuras coherentes de gran escala espacial, en contraposición a suposiciones previas, que postulaban la turbulencia en el follaje como remolinos de pequeña escala, producidos en la estela de plantas individuales, superpuestos a la turbulencia standard de la capa límite.

En las dos décadas siguientes, se ha consolidado un esquema consistente de la estructura de la turbulencia en el follaje, (Finnigan, 2000²⁸) ya sea de cultivos o en el seno de bosques o zonas forestadas. Grandes estructuras coherentes, de escala espacial comparable a la altura del follaje, conforman una parte esencial de la turbulencia y controlan en gran medida la dinámica de la misma. Esto da origen a fenómenos de transporte local opuestos al gradiente medio, quitándole validez a modelos simples tipo gradiente-difusión, para explicar la transferencia turbulenta vertical de escalares y cantidad de movimiento en y sobre la vegetación. En contraste con la antigua opinión de que la turbulencia en la vegetación es una versión perturbada de la turbulencia en la capa límite que la rodea, se ha establecido que el flujo en el follaje presenta analogías significativas con el flujo en “capas de mezcla” (mixing layer flow, Raupach et al., 1996²⁹). La capa de mezcla plana es la región de flujo turbulento sometido a relativamente altas tensiones de corte entre dos corrientes paralelas

que fluyen en la misma dirección, pero a distinta velocidad. El perfil de velocidades medias se caracteriza por un punto de inflexión en la zona de máximo gradiente de velocidad (máximo corte), en contraste con el perfil de velocidades medias de una capa límite sin gradientes de presión adversos. La analogía se basa en teoría de estabilidad hidrodinámicas (HST) para flujo no viscoso (ecuación de Rayleigh). Esta teoría predice la generación de inestabilidades del tipo de ondas transversales de Kelvin-Helmholz, con una longitud de onda Λ en sentido de la corriente, si el perfil de velocidades tiene un punto de inflexión (condición necesaria, pero no suficiente). El flujo de capa límite carece de esta condición, que sí cumple el flujo de corte. También el perfil de velocidades medias dentro y sobre el follaje presenta un marcado punto de inflexión a la altura del mismo. Este modelo ha mostrado buena concordancia con datos obtenidos en un amplio rango de experimentos y mediciones en bosques y cultivos. Como se discute en Tennekes y Lumley³⁰, las capas de corte planas son “self-preserving” (autosimilares), de modo que los perfiles de velocidad y tensiones de corte pueden expresarse en términos de escalas adecuadas de longitud y velocidad. Para la mezcla en la interfase bosque-atmósfera surgen como escalas características la altura del bosque, H y la velocidad de fricción, u^* (Raupach et al 1989³¹) Sin embargo, es sabido que los procedimientos de promediación espacial, comúnmente utilizados en flujos en follaje, implican asumir un modelo de follaje horizontalmente homogéneo (Raupach y Shaw, 1982³²), sin tener en cuenta significativos efectos tridimensionales. En terreno uniforme, los valores de velocidad promediados en el espacio y el tiempo producen resultados simétricos para la componente lateral del flujo. Pero la naturaleza tridimensional del flujo entre la vegetación incluye importantes vórtices longitudinales no estacionarios, que interactúan con vórtices transversales de intensidad comparable, creados en la capa de mezcla sobre el bosque. Los vórtices longitudinales aparecen frecuentemente en pares de rotación opuesta, extendiéndose sobre una parte considerable del bosque, y promoviendo importantes flujos laterales y verticales. Estas grandes estructuras vorticosas muestran una considerable organización espacial, pese a su naturaleza aleatoria. En el flujo de aire en el bosque, vórtices de gran escala originados en las regiones superiores con un alto gradiente de velocidad media, penetran intermitentemente en los niveles inferiores, produciendo fenómenos intensos de transporte y mezcla. Las ráfagas ocasionadas por estas estructuras vorticosas afectan crucialmente la

turbulencia en el bosque. Las velocidades verticales inducidas por típicos remolinos de capa límite, representados comúnmente en el plano x - z , cambian si cruzan un vórtice longitudinal. De forma similar, los remolinos transversales “típicos”, en el plano x - z , pueden ser originados o favorecidos por las componentes laterales instantáneas de la velocidad. Los flujos laterales inducidos por los vórtices longitudinales no pueden ser considerados en forma realista con las descripciones estadísticas usuales de la turbulencia en el follaje, restringida a consideraciones uni- o bidimensionales, en el plano x - z . Estos introducen, además, gradientes en la velocidad lateral.

Adicionalmente, movimientos de gran escala, cuasi-horizontales, en las capas límite superficiales, y en las capas de vegetación, modulan la turbulencia “activa”, en la zona cercana a $z = H$ (altura de la vegetación), pero sin contribuir significativamente al transporte vertical (Perry et al., 1986³³). Los procesos de transporte predominantes deben estar dominados por las inestabilidades asociadas al perfil de velocidades medias tipo “capa de mezcla” (mixing layer) o “capa de corte” (shear layer), con un punto de inflexión a la altura del follaje, H . La escala de longitudes $L_s = U_H / (dU/dz)_H$ se asocia a procesos de intenso transporte vertical, en el que las inestabilidades originadas en la capa de corte evolucionan originando estructuras coherentes organizadas.

La distinción entre turbulencia “activa” e “inactiva” fue propuesta inicialmente por Townsend³⁴ en capas en equilibrio, análogas a la capa atmosférica superficial neutra. Su hipótesis establece que el movimiento en estas regiones puede descomponerse en una componente “activa”, función de la fricción turbulenta (u^*) y la altura (z), y una componente “inactiva”, producida por la turbulencia en la zona exterior. Esta turbulencia “inactiva” se produce en parte por el movimiento irrotacional debido a fluctuaciones de presión, y por el campo de vorticidad de gran escala en las capas exteriores, que la región de equilibrio detecta como variabilidad rápida del flujo medio. La imagen física brindada por Raupach et al.²⁹ es: estructuras fluidodinámicas de escala mucho mayor que L_s , considerada “turbulencia inactiva”, que modula el flujo sin contribuir significativamente al transporte vertical; estructuras de escala comparable a L_s (“turbulencia activa”), y estructuras mucho menores que L_s (turbulencia de pequeña escala), aunque en la práctica, estas categorías conforman un único espectro continuo. Mientras que el modelo de Raupach predice adecuadamente valores estadísticos y escalas integrales de fluctuaciones verticales,

presenta algunas discrepancias con los resultados de los movimientos horizontales (Katul et al, 1998³⁵).

Por otra parte, el flujo alrededor de los obstáculos sobre el suelo exhibe importantes velocidades laterales. Dentro del bosque, los troncos y ramas de distintas dimensiones, los gradientes de porosidad en el follaje y su variación temporal debida al movimiento de las ramas y hojas, también inducen velocidades laterales en el flujo. Estos flujos cruzados causan gradientes laterales de velocidad, con sus consecuentes tensiones de corte y tasas de deformación de los elementos de fluido.

La naturaleza tridimensional de los movimientos de interés, y el hecho de que estos eventos se encuentran inmersos en un campo fluidodinámico turbulento de comportamiento aleatorio, hacen que su identificación sea una tarea compleja, especialmente a partir de mediciones eulerianas puntuales.

En el presente trabajo se analizan datos de dos y tres componentes de la velocidad del viento adquiridos simultáneamente a dos y cuatro alturas respectivamente en la torre de medición instalada en el bosque de pinos (*Picea Abies*) de Solling (Alemania), por el Instituto de Bioclimatología de la Universidad Georg Augustus en Goettingen. El objetivo del mismo es contribuir a una visión más clara de la estructura tridimensional de la turbulencia en el bosque, incluyendo en el análisis la identificación y estudio de las estructuras organizadas presentes en el flujo, y el estudio de posibles mecanismos de interacción.

2. TEORÍA

2.1 La capa límite atmosférica.

La capa límite atmosférica es (atmospheric boundary layer, o ABL), la región de los 1-2 km. inferiores de la baja atmósfera (troposfera). Su espesor y estructura están determinados por las propiedades físicas y térmicas de la superficie terrestre subyacente, en interacción con la dinámica y la termodinámica de la baja atmósfera. Por encima de la ABL se encuentra la atmósfera libre, en la que los movimientos de aire ya no están influenciados por las propiedades de la superficie. En la ABL se produce el transporte turbulento de masa, cantidad de movimiento y energía. La energía que alimenta la turbulencia es proporcionada por el gradiente vertical de velocidad de viento (wind shear) y los efectos térmicos del calentamiento de la superficie terrestre (ver p. ej. Wyngaard 1992³⁶).

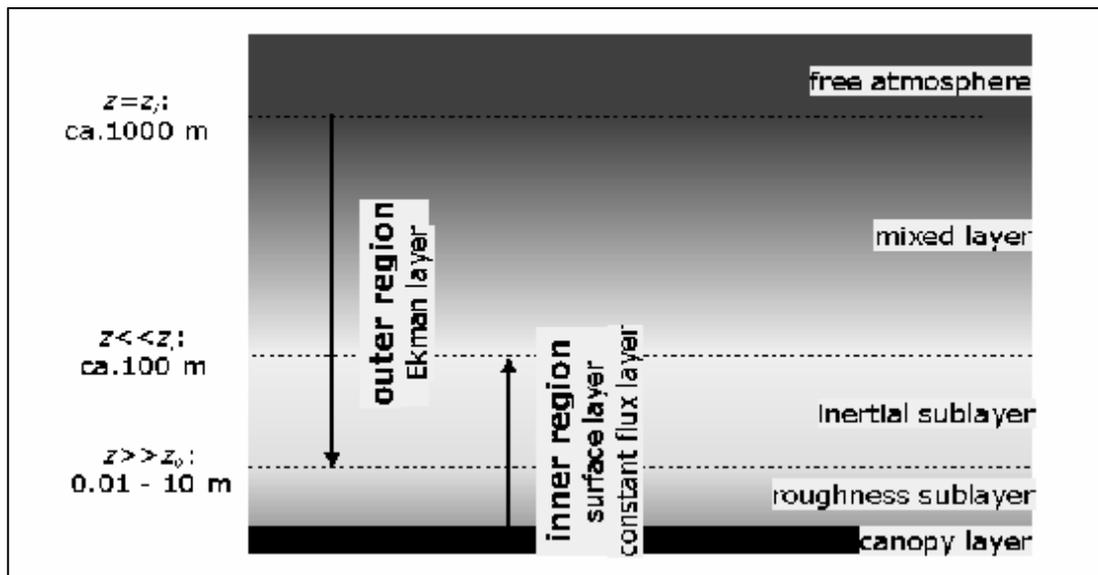


Figura 2.1.1 (de Panofsky and Dutton³⁸): esquema de la capa límite atmosférica

Las características de las distintas regiones son:

- región exterior: el flujo turbulento varía con la altura, generalmente en forma decreciente. Al aumentar la altura, la influencia de la superficie (fricción) decrece, predominando los efectos de Coriolis. La dirección del viento cambia hacia la dirección

geostrófica (paralela a las isobaras) en la frontera superior. La escala principal de longitudes es la altura de la ABL, z_i

- región interior: el flujo turbulento vertical puede considerarse aproximadamente constante. Macroscópicamente, los efectos de Coriolis pueden despreciarse frente a las fuerzas de fricción con la superficie. La escala de los movimientos se ajusta a la altura sobre el nivel del suelo, z .

A su vez podemos diferenciar cuatro capas:

- Capa mixta (mixed layer): la turbulencia se alimenta principalmente por convección térmica
- Subcapa inercial (inertial sublayer): comparte características de las regiones interior y exterior.
- Subcapa rugosa (roughness sublayer): la influencia de los elementos de rugosidad en la superficie hace que el flujo sea esencialmente tridimensional.
- Capa límite de follaje (canopy layer): distribuciones verticales características de variables medias (velocidad, temperatura, etc.), y momentos de orden superior, para determinados tipos de vegetación. Muy baja velocidad media, y turbulencia altamente intermitente.

Este es un modelo idealizado de la ABL, que varía considerablemente según las condiciones atmosféricas y de la superficie. La siguiente sección analizará en más detalle la capa límite en una zona de vegetación arbórea.

El estado de la atmósfera puede ser descrito por siete variables:

- el vector velocidad del viento \mathbf{U} con sus componentes longitudinal u , lateral v y vertical w
- la temperatura T , o temperatura potencial θ (se define la temperatura potencial como aquella que alcanzaría la masa de aire al ser comprimida o expandida adiabáticamente hasta una presión de 1000 mb)
- la presión p

- la densidad ρ
- humedad específica q .

La variación espacial (en x, y, z) y temporal (t) de estas variables se describe en tres ecuaciones de conservación de cantidad de movimiento (Navier-Stokes), más las ecuaciones de conservación de masa (continuidad), energía (primer principio de la termodinámica), humedad, y la ecuación de estado para un gas ideal. No se conoce una solución analítica para este complejo conjunto de ecuaciones en la capa límite. Normalmente se las simplifica según las escalas involucradas en cada problema, eliminando términos de orden de magnitud menor.

El espectro energético de las variaciones del viento muestra dos escalas temporales energéticas separadas por un “valle espectral” o spectral gap. El viento presenta fluctuaciones importantes en escalas del orden de días (fenómenos de meteorológicos de gran escala) y en escalas del orden de segundos (turbulencia), mientras que la energía de las fluctuaciones en escalas de horas es mucho menor.

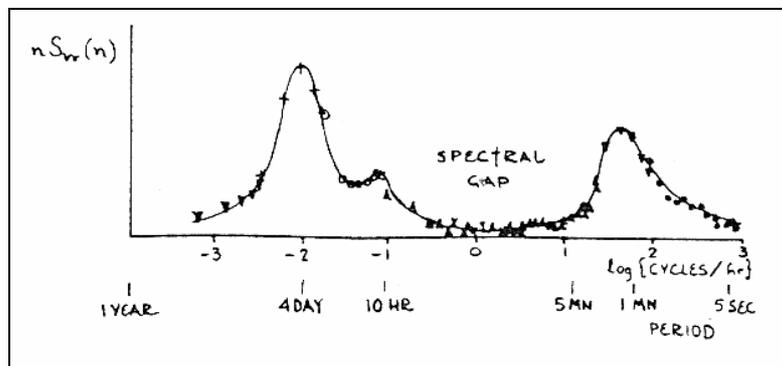


Figura 2.1.2 (de T. V. Lawson 1980³⁷) : Espectro energético de fluctuaciones del viento

Esto permite separar procesos de distinta escala temporal aplicando la descomposición de Reynolds. Una variable $a(t)$ se descompone en un valor medio, de evolución más lenta, y una fluctuación, definidos

$$a = \bar{a} + a', \quad \text{con} \quad \bar{a} = \frac{1}{T} \int_t^{t+T} a \cdot dt$$

\bar{a} es el promedio en el intervalo $[t, t + T]$, y a' el apartamiento instantáneo de ese valor. Por la definición, $\overline{a'} = 0$, y el promedio del producto de dos variables a y b es

$$\overline{ab} = \bar{a} \bar{b} + \overline{a'b'}$$

Se debe notar que el término no lineal $\overline{a'b'}$ no es necesariamente nulo. Los momentos de 2do. orden $\overline{a'^2}$ y $\overline{a'b'}$ pueden ser interpretados en sentido estadístico como varianza y covarianza respectivamente.

Se asumirán como válidas las siguientes hipótesis, de aceptación general para la capa límite atmosférica:

- incompresibilidad
- equilibrio hidrostático del flujo medio
- los cambios en la densidad del aire sólo se tienen en cuenta en las fuerzas de masa ($\rho'g$)
- Las fluctuaciones instantáneas de presión, densidad y temperatura son mucho menores que sus valores medios: $(p', \rho', T') \ll (\bar{p}, \bar{\rho}, \bar{T})$
- La difusión molecular es mucho menor que la difusión turbulenta.

Así las ecuaciones del movimiento medio en una capa límite atmosférica pueden simplificarse a (Panofsky and Dutton³⁸):

$$\begin{array}{l} \frac{d\bar{u}}{dt} = f_c \bar{v} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \\ \frac{d\bar{v}}{dt} = -f_c \bar{u} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} \\ \frac{d\bar{w}}{dt} = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} \end{array}$$

con el parámetro de Coriolis $f_c = 2|\Omega|\text{sen}(\text{latitud})$

Más la ecuación de continuidad:

$$\boxed{\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = 0}$$

La derivada total experimentada por una partícula de fluido (o derivada sustancial), d/dt , se define como:

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z}.$$

Otras características implícitas en la mayoría de los modelos de atmósfera son:

Homogeneidad:

Para flujos turbulentos, homogeneidad significa que las estadísticas de una variable (media, varianza, etc.) no cambian en el espacio. Esto obviamente no ocurre en la capa límite atmosférica en la dirección vertical, donde las variables presentan gradientes importantes. Homogeneidad en la capa límite significa entonces *homogeneidad horizontal*. En este caso, las derivadas parciales $\partial/\partial x$ y $\partial/\partial y$ desaparecen. Si bien, por simplicidad, la mayoría de los modelos utilizados se basan en asumir esta hipótesis, los flujos reales rara vez la cumplen, y la influencia de los gradientes horizontales puede ser determinante en el transporte vertical de las variables.

Estacionariedad:

Si las estadísticas de una variable no cambian en el tiempo, se dice que esta es “estacionaria”, y por lo tanto, su derivada parcial respecto a t (no la derivada total), $\partial/\partial t$, es nula. Estacionariedad es entonces, homogeneidad en el tiempo. Debido al ciclo diario de

radiación solar, que influencia la temperatura, la humedad y el viento, y a los patrones sinópticos cambiantes, la capa límite atmosférica no es estacionaria. Sin embargo, esta condición puede ser aproximada considerando escalas de tiempo adecuadas. Considerando nuevamente el valle espectral alrededor del periodo de una hora, puede considerarse para el análisis de la turbulencia que movimientos de escalas temporales mayores (frecuencias más bajas) están asociados a cambios en el flujo medio, mientras que los movimientos a la derecha del valle pueden considerarse turbulentos. Con este esquema en mente, en periodos del orden de 15 minutos a 1 hora los valores medios de las variables u , v , $u'w'$, etc. pueden registrar el flujo turbulento en condiciones aproximadamente estacionarias.

2.2 Flujo sobre la vegetación

Casi toda superficie que recibe una cantidad regular de lluvia podría cubrirse con vegetación. La mayor parte de las regiones habitables del globo entran en esta categoría. Frecuentemente, la vegetación es suficientemente alta como para que sea cuestionable la hipótesis de los flujos de capa límite, esto es, que los elementos de rugosidad sobre la superficie son mucho menores que los movimientos de interés. En efecto, si se realizan mediciones cerca de la vegetación, se descubren diferencias significativas con muchas de las leyes y fórmulas de escala que se aplican en las capas más alejadas sobre la misma. Y desde ya que el flujo entre los elementos de la vegetación presenta características particulares muy distintas a las del clásico flujo de capa límite.

Como ejemplo de lo afirmado, la cantidad de movimiento de la corriente libre no sólo se pierde por el roce en el suelo, sino en toda la altura de la vegetación, a través de la resistencia aerodinámica de las plantas. En consecuencia, aunque todavía se puede medir un perfil logarítmico de velocidad por arriba de la altura del follaje, su origen aparente se localiza en un nivel $z = d$. La ubicación precisa de esta “altura de desplazamiento” depende de la estructura de la velocidad media y de la turbulencia dentro del follaje. Típicamente es entre el 70% y 80% de la altura media de la vegetación, h_c (canopy height). El perfil de velocidades medias del viento por encima del bosque puede aproximarse entonces con la expresión:

$$\bar{u} = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right)$$

En esta expresión u_* es la “velocidad de fricción”, k es la constante universal de Von Karman, de valor 0.4, y z_0 es una “altura de rugosidad”. La velocidad media, adimensionalizada con la velocidad media en h_c graficada en escala logarítmica vs. la altura es:

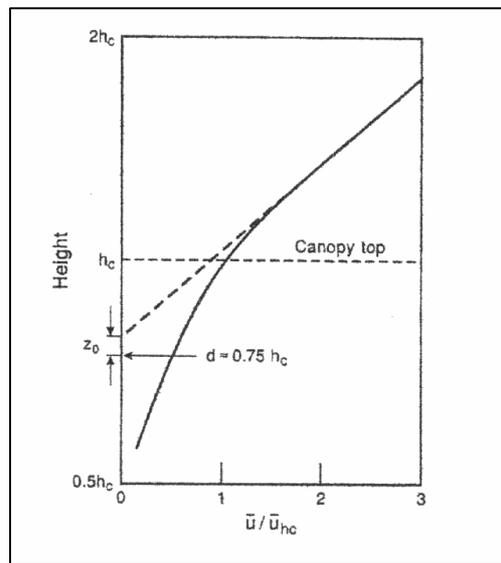


Figura 2.2.1: Perfil logarítmico de velocidad media sobre el bosque.

Tenemos ahora un nuevo origen para la ley logarítmica en $z = d$, que coincide con el nivel medio de absorción de cantidad de movimiento (Jackson, 1981³⁹). Graficado en función de $\ln(z-d)$ este perfil de velocidad cruza el cero en la altura de rugosidad z_0 , con pendiente igual a u^*/k .

Pueden derivarse expresiones análogas para calor y humedad, suponiendo el mismo origen virtual d :

$$\bar{\theta}(z) - \bar{\theta}_o = \frac{T^*}{k} \ln\left(\frac{z-d}{z_h}\right)$$

$$\bar{q}(z) - \bar{q}_o = \frac{q^*}{k} \ln\left(\frac{z-d}{z_q}\right)$$

donde z_h y z_q son alturas de rugosidad análogas a z_o definidas para el calor y la humedad, $\bar{\theta}_o$ y \bar{q}_o son los valores de $\bar{\theta}$ y \bar{q} en las alturas $d+z_h$ y $d+z_q$ respectivamente, y T^* y q^* son escalas de humedad y temperatura definidas:

$$T^* = \frac{-\overline{w'\theta'}}{u^*} \quad q^* = \frac{-\overline{w'q'}}{u^*}$$

Thom⁴⁰ estimó z_h y z_q como $z_o/5$, pero un valor más exacto será diferente para distintos tipos de vegetación y distintos valores de $\bar{\theta}_o$ y \bar{q}_o . Sin embargo, esta aproximación ilustra que la vegetación es mucho más eficiente en la absorción de cantidad de movimiento que en la de escalares. Esta discrepancia es llamada efecto de cuerpo romo (“bluff body effect⁴⁰”), y se origina debido a que la cantidad de movimiento es transferida a la vegetación principalmente por fuerzas de presión que no tienen una contraparte en la transferencia de escalares.

2.3 Flujo en el seno de la vegetación

La subcapa de rugosidad es la región más baja de la capa límite, donde la presencia de la vegetación influye directamente en el carácter de la turbulencia. Se extiende desde el suelo hasta una altura de aproximadamente $3H$, e incluye el aire dentro del seno de la vegetación. Las mediciones de velocidad del viento en la vegetación, tanto en experimentos de campo como en túnel de viento presentan dificultades, debido a las bajas velocidades medias y altas intensidades de turbulencia presentes. Sin embargo, algunas características del flujo obtenidas en distintos experimentos y promediadas en un plano vertical paralelo a la corriente libre muestran una muy buena concordancia. Para bosques, un esquema de las

velocidades medias y las distintas regiones del flujo, se muestra en la fig. 2.3.1. Por otro lado, la figura 2.3.2 muestra características de la turbulencia en distintos tipos de vegetación, recopilados por Raupach et al.²⁹, mostrando la concordancia que existe en estas variables en el plano x-z, muchas de las cuales se verifican en el análisis en ese plano en el presente estudio (Boldes et al⁴¹)

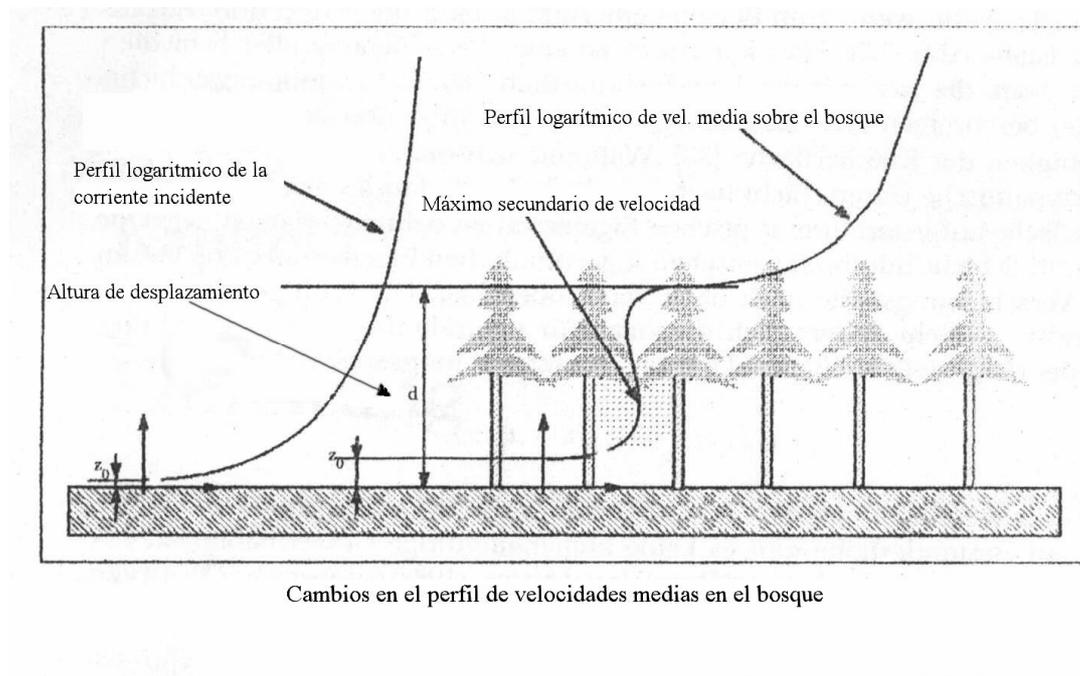


Figura 2.3.1 Cambios en el perfil de velocidades medias en el bosque

El perfil de velocidades medias adimensionalizado, \bar{u}/\bar{U}_H , en 2.3.2.a) muestra el característico punto de inflexión en $z = H$, donde el corte (shear) es máximo. Las tensiones de Reynolds adimensionalizadas con u_*^2 (2.3.2.b) son aproximadamente constantes sobre el follaje y decaen rápidamente en el seno de la vegetación. El desvío standard normalizado con u_* de las fluctuaciones longitudinales y verticales (2.3.2.c y .d) presenta mayor dispersión, pese a lo cual se aprecia que los valores de σ_u/u_* tienden a agruparse alrededor de 0.75 en la región inferior. Las figuras 2.3.2.f y .g muestran que los valores de skewness o sesgo de las fluctuaciones longitudinales y verticales dentro del follaje son de orden 1 y -1 respectivamente, en contraste con la tendencia a 0 por arriba de $z/H = 1.5$. Las escalas

espaciales longitudinal y vertical de la turbulencia, L_u y L_w son en la capa de corte del orden H y $H/3$ respectivamente, mucho mayores que los elementos individuales del follaje.

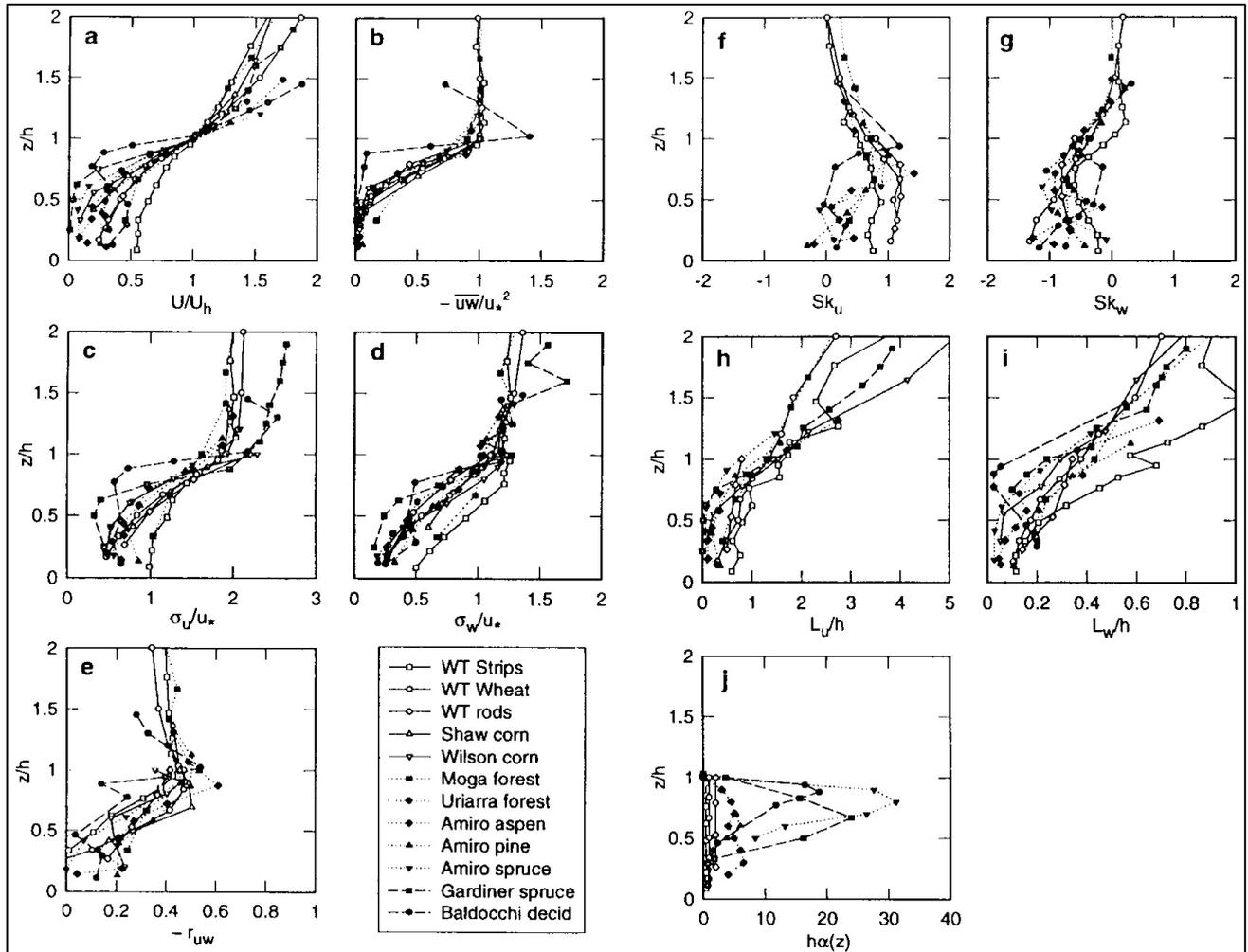


Figura 2.3.2: Estadísticas de la turbulencia en distintos tipos de follaje: a) $\overline{u}/\overline{U}_H$, b) $-\overline{u'w'}/u_*^2$, c) σ_u/u_* , d) σ_w/u_* , e) $-C_{uw}$, f) Sk_u , g) Sk_w , h) L_u/H , i) L_w/H , j) $H.a(z)$, donde $a(z)$ es la superficie de hojas por unidad de volumen.

Un comentario aparte merece el análisis de estabilidad térmica en la vegetación. La mayor parte de la radiación solar es absorbida en el 30% superior del follaje, y emitida a la noche desde la misma zona. Durante el día, cuando el sol calienta las copas y la atmósfera por

arriba del bosque es inestable, dentro del bosque tenemos que el suelo y la zona de los troncos están más frescos, generando un gradiente local de temperatura estable. De noche la situación se invierte, y mientras la atmósfera exterior tiende a ser estable, en el seno del bosque el gradiente de temperatura (copas más frías que el suelo) da una atmósfera inestable, y se desarrollan movimientos convectivos locales²⁸.

3. METODOLOGÍA

3.1: Experimento

Las mediciones de velocidad del viento y temperatura fueron realizadas con instrumental montado sobre una torre reticulada de 51 m de altura y base de 2.5 m por 2.5 m. (fig. 3.1.1), construida en el espacio de un árbol caído, en el bosque de abetos (*Picea abies*), de una altura promedio de 31 m, en la meseta de Solling, a aprox. 500 m sobre el nivel del mar. El bosque se extiende en forma homogénea desde una distancia de 200-300 m en la dirección NE-SO, hasta 600-1500 m en otras direcciones. Las copas de los árboles, la región de follaje más denso, comienza a $z = 15$ m. Por debajo de esta altura, la zona de los troncos es más abierta para el flujo.

La tabla 3.1.I sintetiza los parámetros del sitio de medición (de Ibrom et al, 1996⁴²):

Tabla 3.1.I Características del bosque de Solling (F1)

Ubicación	51° 46' N 9° 35' E
Elevación	505 m s.n.m.
Clima	montane (sub oceanic - sub continental)
Temperatura media anual	6.6 °C
Precipitación anual	1045 mm
Especie de árboles	Norway Spruce (<i>Picea abies</i>)
Altura promedio de los árboles	30 m
Altura de la base de la copa	~ 15 m
LAI (relación área hojas/suelo)	7
Alturas de medición	2m, 9 m, 21 m, 39 m, 51 m

Desde los 9 m de altura, y cada 6 m se construyeron plataformas, para facilitar la instalación y mantenimiento de los diversos instrumentos de medición⁴³. Se colocaron anemómetros de copas y psicrómetros en las alturas: 1, 3, 5, 9, 15, 21, 27, 33, 39, 44 y 51m, para registros de largo plazo. En las alturas 2, 9, 21, 39 y 52 m se colocaron anemómetros ultrasónicos METEK-USAT, en la esquina NO de la torre, montados en soportes salientes de 2 m de largo, para alejarlos de la interferencia de la misma. En esta posición la interferencia es mínima para los vientos de direcciones entre O y N. En esta dirección se extiende el bosque hasta unos 200 m de distancia, donde linda con una zona despejada.

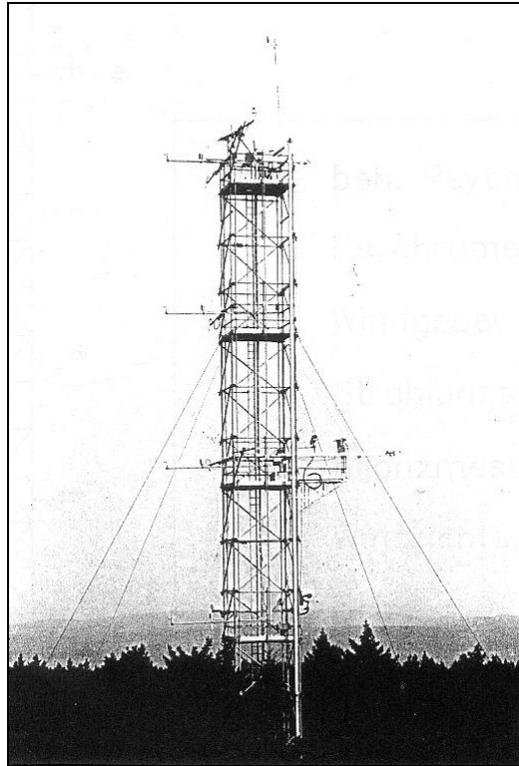


Fig. 3.1.1: Vista de la torre de medición desde el Oeste.



Figura 3.1.2: Vista del bosque y el anemómetro ultrasónico METEK-USAT, desde la torre.

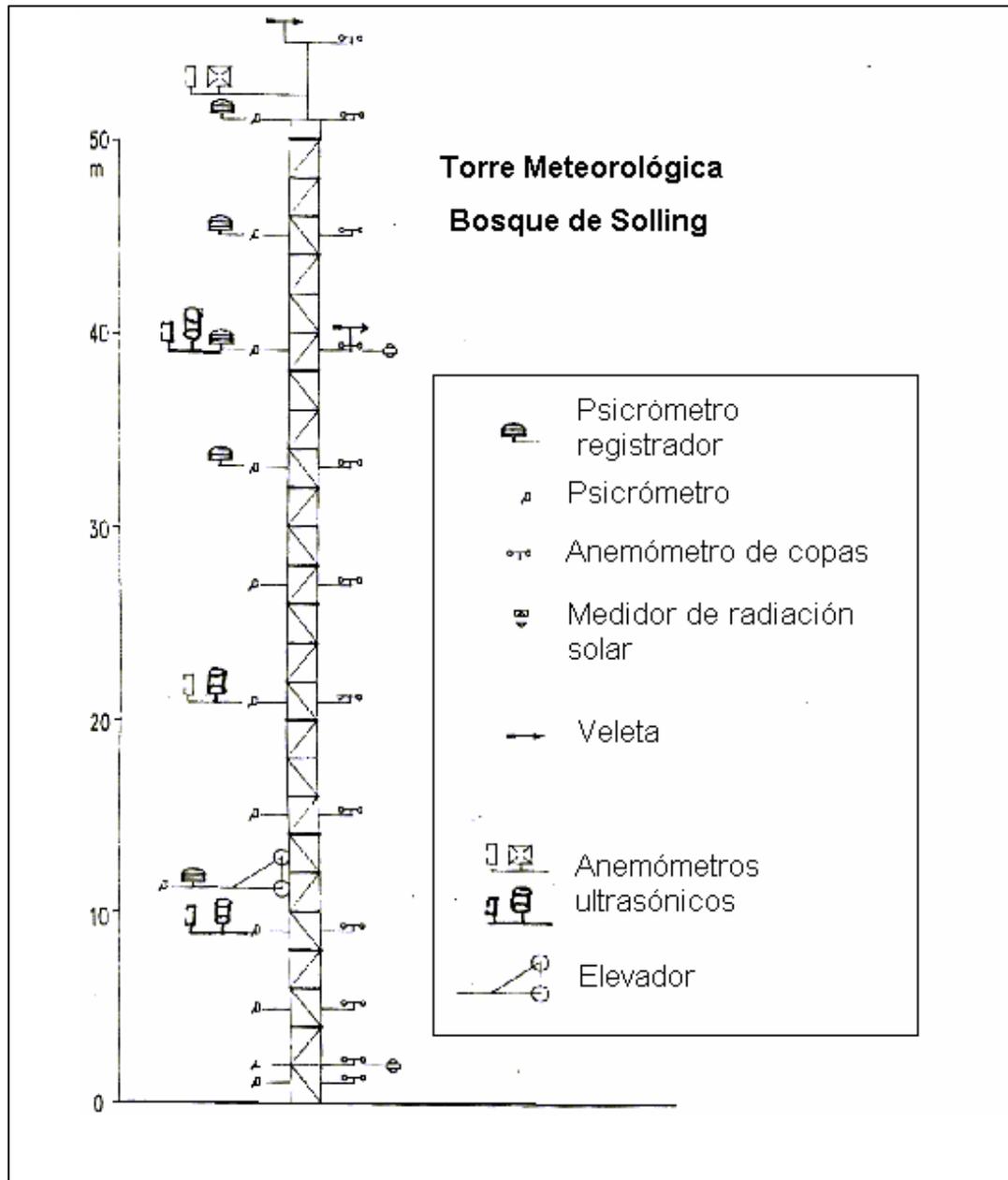


Fig. 3.1.3: Esquema de la torre de medición y el instrumental utilizado

Para evitar que la influencia de la torre pudiera distorsionar las mediciones, se colocaron veletas indicadoras de la dirección del viento, y sólo se realizaron mediciones si la dirección del mismo estaba comprendida entre 0 y 60° (\sim ENE) o entre 210° (SSW) y 0 .

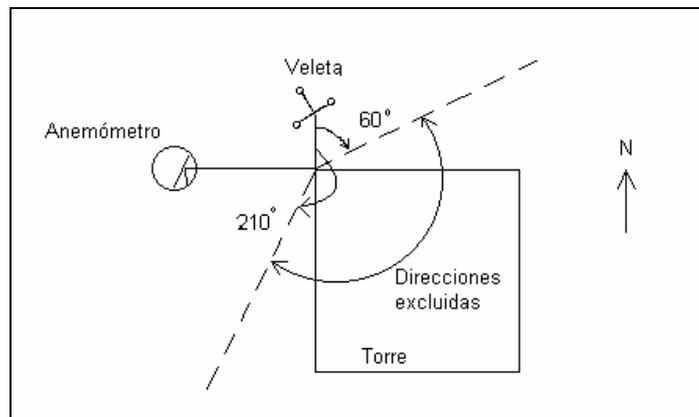


Figura 3.1.4: Direcciones admitidas de viento

Los datos analizados corresponden a registros de velocidad instantánea, adquiridos con los anemómetros ultrasónicos a una frecuencia de muestreo de 10 Hz, en bloques de 15 minutos. Se analizan dos conjuntos de datos:

- 1) datos de componentes longitudinal y vertical, adquiridos simultáneamente a dos alturas: 2 m y 39 m ($z/H = 0.07$ y 1.3 respectivamente), el día 5 de mayo de 1998, entre las 13.00 y 14.00 hs, con viento NNO, en condiciones inestables (Longitud de Monin-Obukhov, $L_{MO} = -204$ m), y
- 2) datos de las tres componentes de la velocidad, medidas simultáneamente a cuatro alturas: 9, 21, 39 y 51 m ($z/H = 0.30, 0.70, 1.30$ y 1.70 respectivamente), durante los días 19 y 20 de mayo de 1990, en los periodos 15:52-16:52 hs ($L_{MO} = -101$ m), 23:52-00:52 hs. ($L_{MO} = +154$ m) y 07:52-08:52 ($L_{MO} = -109$ m)

Las componentes instantáneas de la velocidad fueron procesadas para obtener parámetros estadísticos globales, análisis por cuadrantes, correlaciones cruzadas y autocorrelaciones, espectros y mapas de wavelets, con el objetivo de detectar, correlacionar y describir aspectos de la evolución dinámica de las estructuras turbulentas organizadas presentes en la atmósfera del bosque. Los datos de temperatura instantánea se utilizaron para evaluar la estabilidad atmosférica, a partir de la longitud de Monin-Obukhov, aproximada como:

$$L_{MO} = -\frac{u^{*3}}{(k \overline{w'T'} g / \overline{T})}$$

siendo u^* la velocidad de fricción en la capa de corte, k la constante de Von Karman = 0.4, g la aceleración de la gravedad y $\overline{w'T'}$ se relaciona con el flujo neto vertical de energía térmica debido a las fluctuaciones de velocidad instantánea.

3.2 Análisis de las señales

Los datos analizados en el trabajo corresponden a componentes de la velocidad del viento y temperatura, los que son digitalizados y almacenados como secuencias de valores discretos, muestreados a una frecuencia de adquisición de 10 Hz.

Un flujo turbulento no es determinístico, no es posible predecir qué valores instantáneos alcanzará la velocidad medida en un punto dado, por lo que es necesaria una descripción estadística de la variación de velocidad y las demás variables de interés.

Se asume en el análisis que las señales analizadas son *ergódicas* (distintos segmentos temporales de la señal pueden considerarse equivalentes a distintas realizaciones independientes del experimento aleatorio). Esto implica que para un proceso aleatorio estacionario, propiedades como valor medio, momentos de orden superior y autocorrelación, obtenidas por promediación temporal de valores instantáneos de la señal en intervalos suficientemente largos, no dependen del instante inicial t_i del intervalo.

Se definirán y describirán brevemente a continuación las variables y funciones utilizadas en el trabajo para el análisis de los datos de velocidad de viento y temperatura. En general se definirán para una o dos variables genéricas, $x(t)$ e $y(t)$, separando sus partes media y fluctuante como:

$$\begin{aligned} x(t) &= \overline{x} + x'(t) \\ y(t) &= \overline{y} + y'(t) \end{aligned}$$

La barra superior indica que se trata de un valor medio, cuya definición matemática es:

$$\bar{x} = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_t^{t+T} x(t) dt$$

Las estadísticas de una señal pueden agruparse (Bruun, 1995⁴⁴) de acuerdo al tipo de información que proveen en:

- *Estadísticas en el dominio de amplitud:*

Son cantidades que brindan información relacionada con la distribución de amplitudes de la señal, pero no dan información sobre su evolución temporal. Incluyen:

a) para una señal $x(t)$: su función densidad de probabilidad, $p(x)$, el valor medio \bar{x} , el valor medio cuadrático de la fluctuación, $\overline{x^2}$ y su raíz cuadrada, el desvío standard σ_x , momentos de orden superior, $\overline{x^m}$ y otros parámetros como “skewness” o “sesgo”, y “kurtosis”.

b) Para dos señales $x(t)$ e $y(t)$ adquiridas simultáneamente: además de las estadísticas de amplitud de cada señal, la función distribución de probabilidad conjunta, $p(x,y)$, el valor medio del producto de fluctuaciones, $\overline{x'y'}$, (que aparece en las tensiones de Reynolds si x e y representan componentes de la velocidad instantánea), correlaciones espaciales, si x e y se obtienen de sensores separados, y momentos cruzados de orden superior, $\overline{x^m y^k}$

- *Estadísticas en dominio del tiempo*

Son principalmente la función autocorrelación $R_x(\tau)$, la correlación cruzada $R_{xy}(\tau)$, y los respectivos coeficientes adimensionales de autocorrelación y correlación cruzada de dos variables. La autocorrelación brinda información sobre el intervalo temporal en el que la señal está correlacionada, y sobre la tasa de decaimiento de esta correlación.

- *Análisis en dominio de frecuencia*

Una forma alternativa, pero complementaria de describir la naturaleza de la señal, es a través de su espectro. Físicamente, esto da una medida de cuánta energía de la señal está contenida en cada banda de frecuencias

- *Análisis en tiempo-frecuencia*

La herramienta utilizada para esto es la transformada “wavelet”, que se describirá más adelante. Permite obtener información de frecuencia, o su recíproca, que representa la escala temporal de un evento, localizada en el tiempo.

3.2.1 *Análisis estadístico de amplitud de señal*

Valor medio

Considérese un registro temporal de una función $x(t)$, que puede descomponerse en un valor medio y una fluctuación, $x(t) = \bar{x} + x'(t)$. Para un registro de duración infinita, la definición de valor medio es la arriba mencionada es

$$\bar{x} = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_t^{t+T} x(t) dt$$

Cuando se analizan datos digitalizados, como en nuestro caso, la señal continua $x(t)$, $0 \leq t \leq T$, es reemplazada por valores discretos x_i , $i = 1, 2, \dots, N$, provenientes de un muestreo de la señal, como indica la figura 3.2.1.1. El punto inicial, t_0 , no interviene en las ecuaciones que desarrollaremos. El tiempo total de muestreo es T , el intervalo de muestreo es Δt , y el número total de valores es N , de modo tal que

$$T = N\Delta t$$

La frecuencia de muestreo es la recíproca del intervalo Δt .

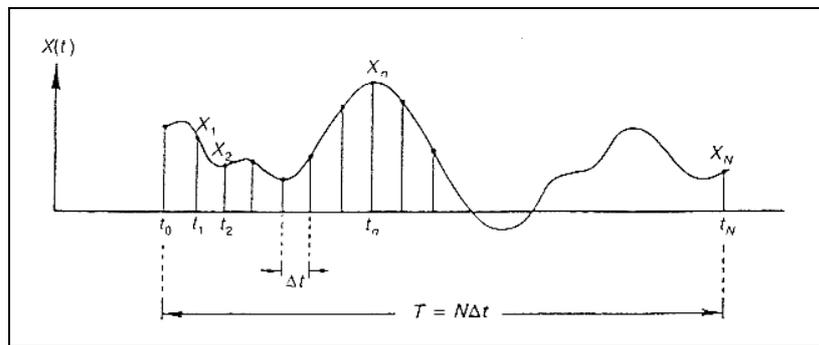


Figura 3.2.1.1: Muestreo discreto de una señal continua.

La estimación del valor medio para datos digitalizados es simplemente el promedio de los mismos:

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i$$

El valor así obtenido es un estimador estadístico no sesgado (el valor esperado del estimador para $N \rightarrow \infty$ coincide con el valor verdadero que se estima) del verdadero valor medio de la función continua $x(t)$. Para acotar el posible error del valor calculado con respecto al valor verdadero, se calcula el desvío standard de \bar{x} .

Para un proceso ergódico y N_m muestras digitales *independientes*, el desvío standard de la media de x y el de la función x , se relacionan por

$$\sigma^2(\bar{x}) = \frac{\sigma_x^2}{N_m}$$

Dos segmentos de la señal analizada pueden considerarse independientes si están separados por al menos dos veces el valor de la escala integral de tiempo, T_I , que se definirá más adelante. En un intervalo de medición de duración T , el desvío standard de la media es

$$\sigma^2(\bar{x}) = \frac{2T_l \sigma_x^2}{T}$$

Varianza y desvío standard.

La varianza de una señal $x(t)$ se define como:

$$\sigma_x^2 = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T (x - \bar{x})^2 dt = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x'(t)^2 dt$$

La raíz cuadrada positiva de la varianza, σ_x , es llamada *desvío standard*.

Para una señal digital, un estimador no sesgado de la varianza es:

$$\sigma_x^2 \cong \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N x_i'^2$$

El desvío standard da una medida de la dispersión de la señal en torno a su valor medio. Por ejemplo, si la señal tiene una distribución de probabilidad tipo Gaussiana, el 95% de los valores instantáneos están en el intervalo $\bar{x} \pm 2\sigma_x$.

Momentos de orden superior

El momento de orden m (m entero positivo) de $x(t)$, $\overline{x^m}$, se define como:

$$\overline{x^m} = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T (x - \bar{x})^m dt$$

Su cálculo en señales digitales es

$$\overline{x^m} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i^m$$

El momento de 3er. orden es presentado habitualmente en forma adimensional:

$$Sk_x = \frac{\overline{x^3}}{\sigma_x^3}$$

Este parámetro, denominado “skewness”, equivalente a “sesgo” es un indicador de la asimetría estadística de la señal. La figura 3.2.1.2 muestra un ejemplo de señal con skewness positiva: la fluctuación presenta valores positivos más intensos, pero de menor duración que sus valores negativos. El gráfico lateral muestra la función densidad de probabilidad de la señal, claramente asimétrica.

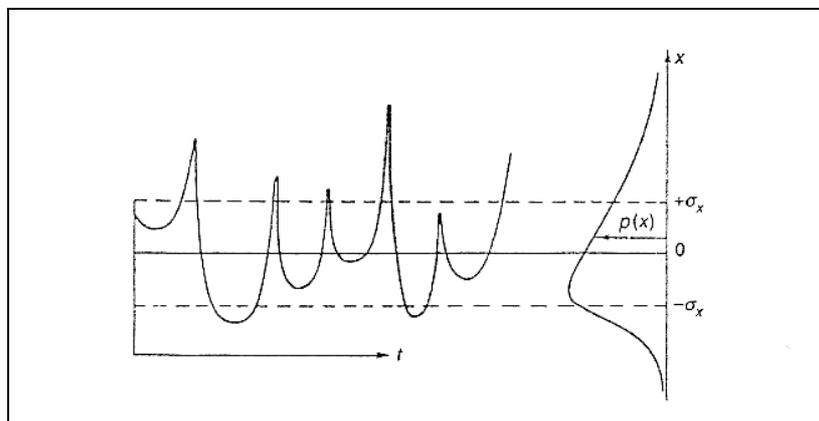


Figura 3.2.1.2: Ejemplo de una señal con skewness positiva

El cuarto momento, adimensionalizado con σ_x^4 , es llamado kurtosis:

$$\text{Ku}_x = \frac{\overline{x'^4}}{\sigma_x^4}$$

Es un indicador del peso de los valores extremos en la distribución de probabilidad de la función. La figura 3.2.1.3 muestra dos señales con la misma media y el mismo desvío standard, pero con diferente valor de Ku.

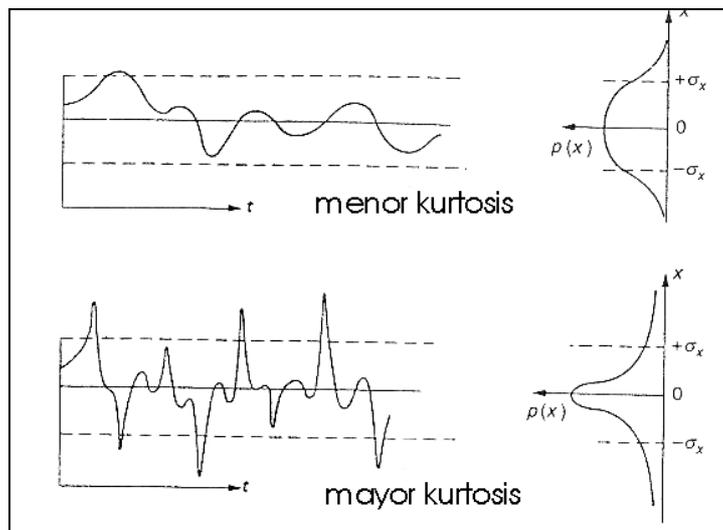


Figura 3.2.1.3: Ejemplo de señales con igual desvío standard y distinta kurtosis.

Estadísticas conjuntas de dos señales

El valor medio del producto de las fluctuaciones $x'(t)$ e $y'(t)$ se define:

$$\overline{x'y'} = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x'(t)y'(t)dt$$

La ecuación correspondiente para su estimador en señales discretas es:

$$\overline{x'y'} \cong \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i y_i$$

Estos valores son importantes en análisis de flujos turbulentos, ya que típicamente representan tensiones de Reynolds ($-\rho \overline{u'w'}$) o correlaciones temperatura-velocidad ($\overline{w'\theta'}$) que representan transporte convectivo de energía.

Análisis por cuadrantes

Este tipo de análisis se lleva a cabo para fluctuaciones de velocidad en 2 dimensiones, generalmente analizando las componentes instantáneas longitudinal y vertical de la misma. Esta metodología se ha utilizado, por ejemplo, para diferenciar las contribuciones a las tensiones de Reynolds, $\overline{u'w'}$, de las fluctuaciones de cada cuadrante del plano (u,w) ⁴⁴. La figura 3.2.1.4 muestra la notación clásica. Una extensión del método, denominada técnica de “quadrant-hole” (cuadrante-agujero), calcula la fracción de los eventos en los que se cumple $|u'w'| \geq K\sigma_u\sigma_w$, donde K es un valor umbral que adopta valores crecientes. De esta manera se analiza también la intensidad de las fluctuaciones de cada cuadrante.

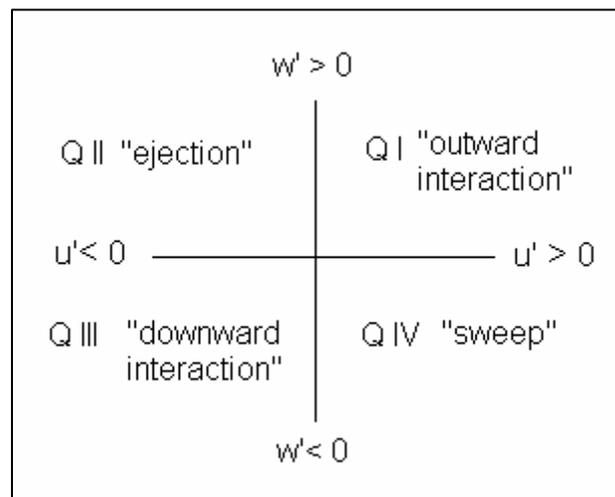


Figura 3.2.1.4: Notación clásica para el análisis por cuadrante

Correlación espacial

Cuando dos señales $x(t)$ e $y(t)$ se obtienen de sensores separados espacialmente, el término $\overline{x'y'}$ representa una correlación espacial. Dividido por los correspondientes desvíos standards, define un coeficiente de correlación espacial:

$$\rho_{ij}(r) = \frac{\overline{u'_i(0)u'_j(r)}}{\sigma_{u_i}\sigma_{u_j}},$$

donde u'_i y u'_j son fluctuaciones de velocidad (puede ser la misma o distintas componentes), y r es la separación espacial entre los sensores. La integración del coeficiente de correlación espacial para distintos valores de separación, r , da la escala espacial de la turbulencia.

3.2.2 Análisis en dominio del tiempo

Autocorrelación

La función autocorrelación describe la similitud o dependencia entre los datos tomados en un instante cualquiera t con los datos tomados un tiempo τ más tarde, en $t+\tau$, para una función $x(t)$ con media 0. La autocorrelación da el promedio del producto de $x(t)$ por $x(t+\tau)$ para todos los instantes t . En una función de media nula (es decir, que toma valores tanto positivos como negativos), es esperable que para pequeños valores de τ $x(t)$ y $x(t+\tau)$ sean similares y su producto positivo, mientras que para valores de τ crecientes, los valores de $x(t)$ y $x(t+\tau)$ tiendan a ser independientes y el promedio de su producto tienda a 0. En el análisis de turbulencia, lo que importa es correlacionar las fluctuaciones de la velocidad, por lo que el valor medio se resta, y se trabaja con registros con media 0.

La definición matemática de la autocorrelación es:

$$R_x(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x(t)x(t+\tau)dt$$

Por su definición, $R_x(\tau)$ es una función real (no necesariamente siempre positiva) y par, es decir $R_x(\tau) = R_x(-\tau)$. Alcanza su máximo valor en $\tau = 0$, donde

$$R_x(0) = \sigma_x^2$$

El coeficiente de autocorrelación, $\rho_x(\tau)$ se define adimensionalizando la correlación con su valor máximo:

$$\rho_x(\tau) = \frac{R_x(\tau)}{\sigma_x^2}$$

La figura 3.2.2.1 muestra un gráfico típico de $\rho_x(\tau)$. Su valor en $\tau = 0$ es siempre 1.

La integral del coeficiente de autocorrelación define un valor T_I , llamado *escala integral de la turbulencia*.

$$T_I = \int_0^{\infty} \rho_x(\tau) d\tau$$

Esta da una medida del lapso durante el cual los valores $x(t)$ y $x(t+\tau)$ están correlacionados. En la práctica, una medida de la escala integral de la turbulencia está dada por el tiempo en que el coeficiente de autocorrelación alcanza el valor de $1/e \approx 0.37$. Este es exactamente el valor de la integral si ρ_x tiene un decaimiento exponencial, y es una buena aproximación en la mayoría de los análisis de turbulencia (Kaimal y Finnigan¹).

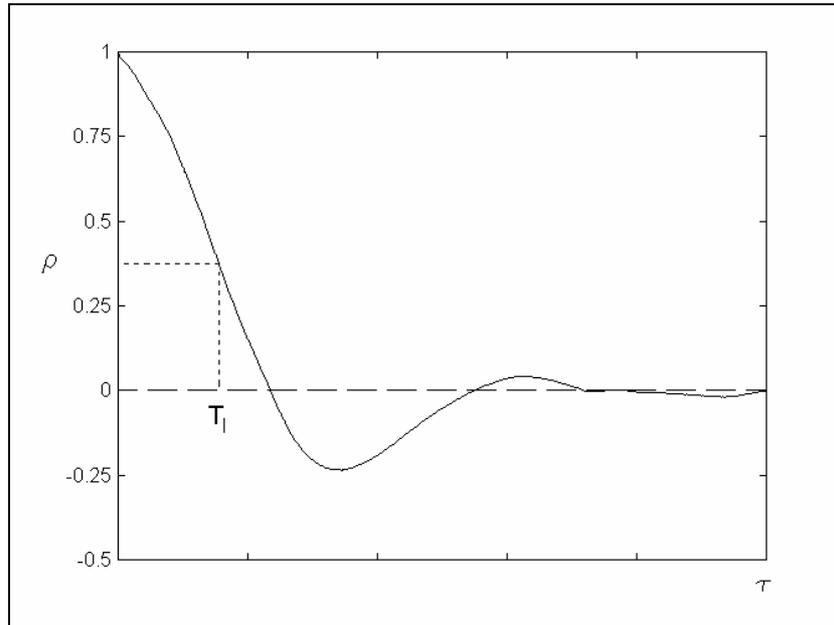


Figura 3.2.2.1: Función autocorrelación de una medición de velocidad instantánea de viento

Para una señal digitalizada, adquirida a intervalos Δt iguales, donde los valores de x pueden expresarse como $x(n\Delta t)$, $n = 0, 1, 2, \dots, N-1$, un estimador de la función autocorrelación para un retardo $\tau = p\Delta t$ se obtiene de (Castro 1989⁴⁵) :

$$R_x(p\Delta t) \cong \frac{1}{N-p} \sum_{n=0}^{N-p} x(n\Delta t) x(n\Delta t + p\Delta t), \quad p = 0, 1, 2, \dots, m$$

$m\Delta t$ es el máximo retardo considerado, $m < N/2$.

La coherencia entre la escala temporal de una fluctuación y su escala espacial está implícita en la hipótesis de Taylor de “flujo congelado”, o *frozen flow hypothesis*. Esta establece que la turbulencia puede considerarse “fija” en un flujo medio que la transporta por convección, como una fotografía que se desplazara con la velocidad media del flujo, y es una aproximación válida en los casos en que el tiempo de evolución de los remolinos o

estructuras que la componen es mucho mayor que el tiempo que tarda cada remolino en atravesar el sensor correspondiente. En este caso, si L y T son respectivamente las escalas espacial y temporal del flujo, y U es la velocidad media, se cumple:

$$L \approx U T$$

Correlación cruzada

La función correlación cruzada mide la similitud en el comportamiento de dos funciones, o conjuntos de datos $x(t)$ e $y(t)$. La función autocorrelación puede considerarse un caso particular, en el que x e y coinciden. La función correlación cruzada entre $x(t)$ e $y(t+\tau)$ se define:

$$R_{xy}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x(t)y(t+\tau) dt$$

Y el coeficiente de correlación cruzada:

$$\rho_{xy}(\tau) = \frac{R_{xy}(\tau)}{\sigma_x \sigma_y}$$

La correlación cruzada no necesariamente alcanza su máximo ni el coeficiente de autocorrelación vale necesariamente 1 en $\tau = 0$, como era el caso de la autocorrelación. Tampoco es una función par, por lo que deben considerarse valores de τ positivos y negativos.

Su cálculo para valores discretos con un retardo $\tau = p\Delta t$ es:

$$R_{xy}(p\Delta t) \cong \frac{1}{N-p} \sum_{n=0}^{N-p} x(n\Delta t) y(n\Delta t + p\Delta t), \quad p = -m, -m+1, \dots, -1, 0, 1, 2, \dots, m$$

3.2.3 Análisis en dominio de frecuencia: Análisis de Fourier

La transformada de Fourier es la herramienta que permite pasar del dominio del tiempo al de la frecuencia, y la antitransformada permite el paso inverso:

$$\hat{f}(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt$$

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \hat{f}(\omega) e^{i\omega t} d\omega$$

Su aproximación para datos discretos es:

$$\hat{x}(n) = \sum_{k=0}^{N-1} x_k e^{-i2\pi k n \Delta t}$$

$$x(t) = \frac{1}{2\pi} \sum_{k=0}^{N-1} \hat{x}_k e^{i2\pi k n \Delta t}$$

En el estudio del viento en la baja capa límite atmosférica, estamos interesados principalmente en las frecuencias de las fluctuaciones asociadas a remolinos y otras estructuras vorticosas que conforman la turbulencia.

En el caso del análisis de turbulencia, la función densidad de potencia espectral $S(n)$, definida para un intervalo discreto de medición T como:

$$S_T(n) = \frac{|\hat{x}(n)|^2}{T},$$

representa la contribución de una frecuencia n a la varianza total del espectro. Por lo tanto, el espectro nos da una idea de cuánto de la varianza de una señal temporal está asociada a una determinada frecuencia, o a su recíproca, una determinada escala temporal. La varianza total es (Panofsky and Dutton³⁸):

$$\overline{x'^2} = \sigma_x^2 = 2 \int_0^{\infty} S(n) \, dn$$

La figura 3.2.3.1 muestra un espectro de una señal, con distribuciones de energía entre 1 y 3 Hz, entre 2 y 50 Hz, y concentrada en un pico a 50 Hz y picos aislados a otras frecuencias.

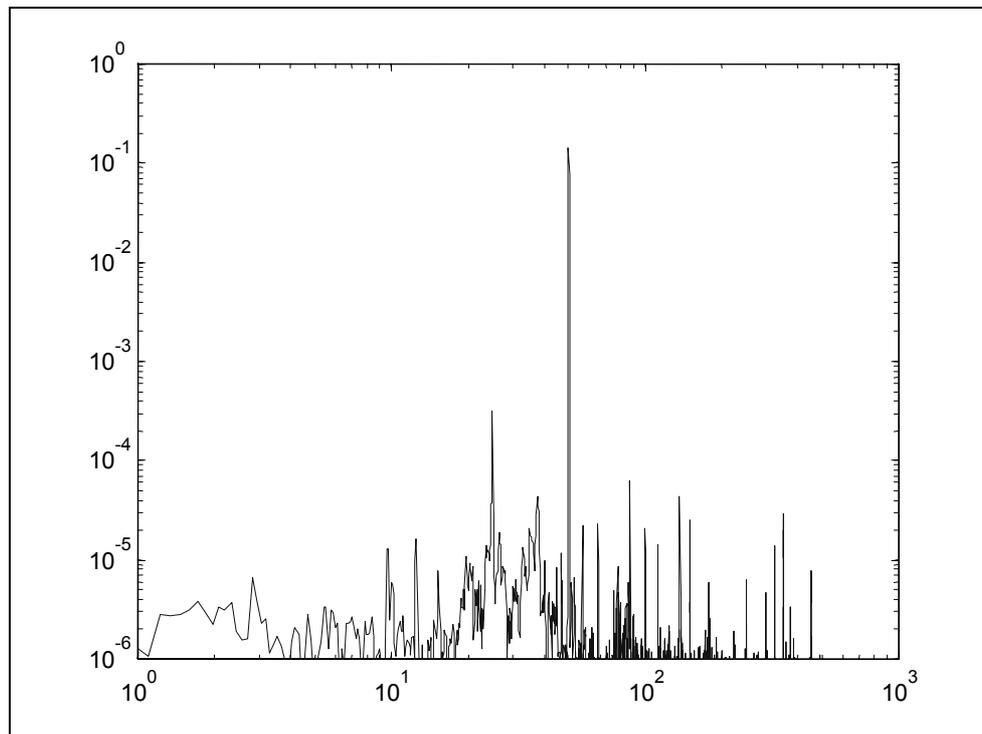


Figura 3.2.3.1: Ejemplo de espectro de una señal

El cálculo de la transformada de Fourier para señales discretas de 2^N valores instantáneos se realiza computacionalmente con el algoritmo conocido como FFT o “Fast Fourier Transform”.

El cálculo de la distribución espectral de una señal presenta algunas dificultades:

- En principio, el desvío standard del valor calculado para una frecuencia dada, medida de su dispersión, o incertidumbre, es tan grande como el mismo valor calculado (Jenkins and Watts⁴⁶), es decir:

$$\frac{\sigma_x(n)}{\hat{x}(n)} \approx 1$$

La incertidumbre se reduce dividiendo la señal en N_s segmentos o “bloques” y promediando los espectros de los N_s bloques. En este caso, el desvío standard se reduce

en un factor $\frac{1}{\sqrt{N_s}}$

- Para una señal adquirida con una frecuencia de muestreo f_s , la máxima frecuencia del espectro que puede interpretarse en forma unívoca es la frecuencia de Nyquist, $f_s/2$. La señal debe ser procesada con un filtro pasa-baja que elimine frecuencias más altas, para evitar el fenómeno de “aliasing” o aparición de falsos valores de espectro en bajas frecuencias. La figura 3.2.3.2 muestra este efecto: al muestrear (marcas x) una señal (línea continua) con una frecuencia de muestreo muy baja, se genera un “alias” o señal fantasma de baja frecuencia (línea punteada), inexistente en la señal original, que distorsiona el espectro real.

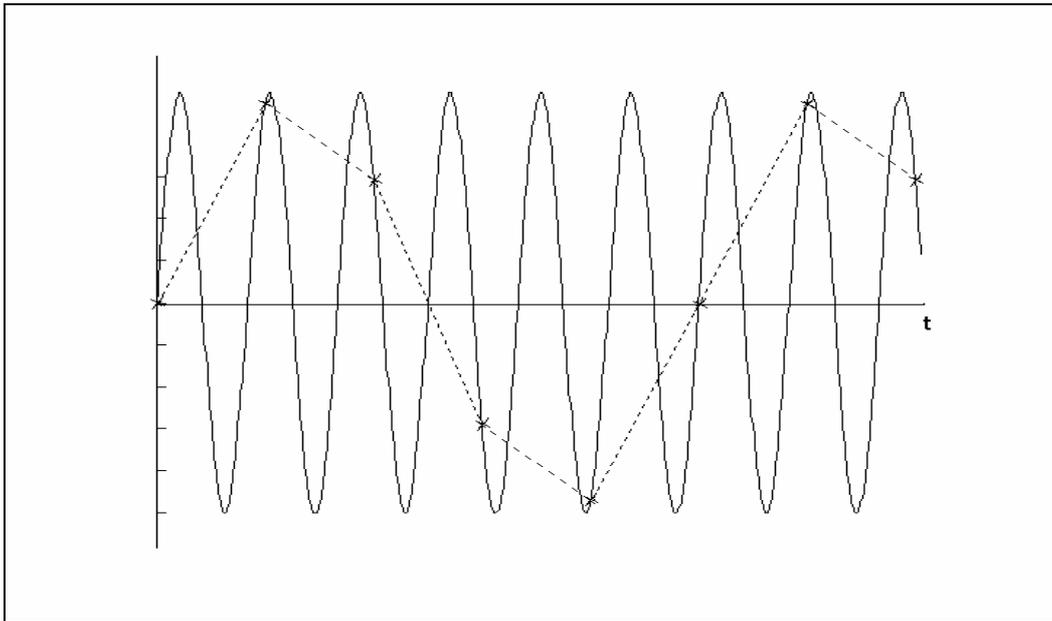


Figura 3.2.3.2: Efecto del muestreo a una frecuencia inferior a la frecuencia de Nyquist.

- La resolución del espectro está dada por $\Delta f = \frac{1}{T} = \frac{1}{N\Delta t}$. Una vez especificada la frecuencia de muestreo $1/\Delta t$, la resolución del espectro depende del tamaño del registro, N . Si se esperan picos de ancho de banda pequeños, N debe ser lo suficientemente grande para que $\Delta f = \frac{1}{N\Delta t}$ pueda captarlos con buena resolución.
- Cuando se utiliza una muestra finita de una señal, durante un tiempo T , implícitamente se involucra una ventana rectangular que multiplica a la señal en el dominio del tiempo. La muestra finita es matemáticamente el equivalente a multiplicar una señal de duración infinita por una función (“ventana”) $w(t)$ que vale 1 entre 0 y T y 0 para los demás valores de t . Ello significa, por propiedades de la transformación de Fourier, que en el dominio de la frecuencia se produce la convolución entre el espectro de la señal y el espectro de la ventana rectangular (ver p. ej. Schwartz and Shaw⁴⁷). Dicha convolución produce dispersión de la energía de la señal en componentes adyacentes de frecuencia debido a la presencia de lóbulos laterales en el espectro de la ventana rectangular

(Figura 3.2.3.3a). Debido a esta dispersión, la amplitud de las componentes senoidales que se desee examinar difiere de su valor real. Para reducir la interferencia de estas frecuencias, se utilizan otras funciones “ventana”. Una de uso extendido, utilizada en este trabajo, es la llamada ventana de Hanning:

$$w_H(t) = \begin{cases} \frac{1}{2} \left(1 - \cos \frac{2\pi t}{T}\right) = 1 - \cos^2 \frac{\pi t}{T} & 0 \leq t \leq T \\ 0 & \text{en otro caso} \end{cases}$$

Los lóbulos laterales del espectro de esta ventana son de menor amplitud que los de la ventana rectangular. Sin embargo, su lóbulo principal es mayor, de forma que se reduce la resolución de la FFT (figura 3.2.3.3b). En la elección de la ventana existe entonces un compromiso entre la resolución requerida y el grado de distorsión permitido.

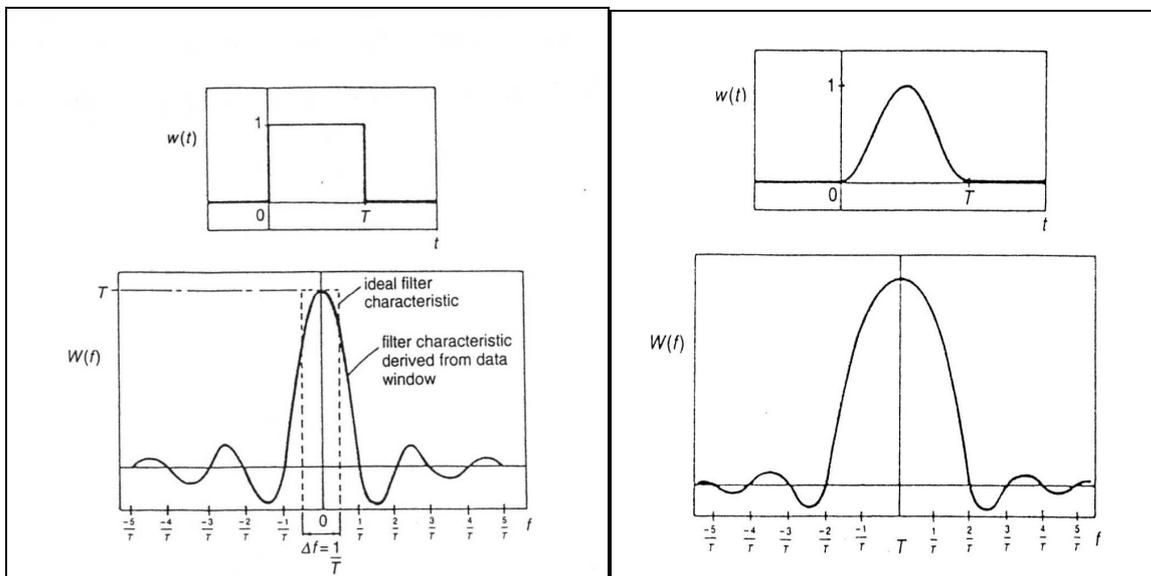


Figura 3.2.3.3: Ventana rectangular implícita al analizar un intervalo finito (0, T), y ventana de Hanning para el mismo intervalo.

3.2.4 Análisis en tiempo-frecuencia (o tiempo-escala): Wavelets

Desde las primeras publicaciones sobre wavelets de Meneveau⁴⁸ y Farge⁴⁹ el número de trabajos que aplican esta herramienta en estudios de turbulencia ha crecido incesantemente. Este tipo de análisis permite la identificación de las escalas - o frecuencias- presentes en el flujo y, a diferencia del análisis clásico de Fourier, la localización temporal de eventos de estas escalas.

La wavelet “Mexican hat”, la segunda derivada, normalizada, de la función de Gauss, utilizada en este trabajo, ha sido empleada con éxito para la identificación de eventos como máximos, cambios de signo, frentes, etc.⁵⁰, siendo utilizada también en el análisis de flujo en la vegetación^{51, 52, 53}

La transformada wavelet continua se define para funciones $f(t)$ reales de cuadrado integrable como:

$$W_{s,\tau}(f) = \frac{1}{s^{\frac{1}{2}}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \psi\left(\frac{t-\tau}{s}\right) dt$$

es decir, la convolución de la señal $f(t)$ con una función Ψ (la “wavelet”) de escala s y localización temporal (o espacial, según el caso) τ . La función ψ debe tener valor medio nulo y estar localizada tanto en tiempo como en el espacio de la frecuencia, para que la transformación sea invertible.

Esta transformación constituye una herramienta atractiva para descomponer una serie temporal en el espacio bidimensional tiempo-frecuencia, brindando la posibilidad de estudiar no sólo los modos de variación dominantes en la señal, sino también cómo éstos cambian en el tiempo. Produce un mapeo de la señal analizada en un plano τ (tiempo)- s (escala), con cierta redundancia de la información. Valores altos de $W_{s,\tau}(f)$ implican una alta correlación o similitud entre $f(t)$ y Ψ en el instante τ y en la escala s . Según la forma de la wavelet pueden entonces detectarse eventos como rampas, máximos locales, frentes de cambio, etc.⁵⁰

El análisis por wavelets muestra su potencia en conjuntos complejos de datos. Allí, el mapeo de los valores desplegado en tiempo y escala muestra distintos aspectos de la riqueza y complejidad de los datos. Estos mapas, así obtenidos, ofrecen una cantidad enorme de información, que debe ser analizada enfocándose en los aspectos de interés para cada uno. Puede utilizarse como una herramienta de detección de eventos, pueden calcularse, a partir de los coeficientes de la transformación, estadísticas condicionales, espectros variables en tiempo, etc.

Por otro lado, la definición ambigua de la “duración de un evento” es común a definir el tamaño de cualquier objeto de forma irregular. Si un objeto es una esfera perfecta, nadie objetará que su diámetro es una medida de su tamaño (aunque el radio o la circunferencia podrían considerarse igualmente). Pero, cuál es el “tamaño” de un copo de nieve? Qué longitud característica debe adoptarse para un evento tal como un remolino interactuando con otros en un campo de flujo turbulento? Muchas definiciones de “duración” o escala temporal de un evento pueden surgir de distintos análisis. Cada forma de wavelet puede indicar escalas ligeramente distintas, por lo que deben interpretarse con algo de precaución. La figura 3.2.4.1 muestra la wavelet utilizada en el presente trabajo: la segunda derivada (g2) de la función normal de Gauss cambiadas de signo, conocida también como "Mexican hat". Su expresión analítica general es:

$$\Psi(x) = C \cdot e^{-\frac{x^2}{2}} (1 - x^2),$$

donde C es una constante de normalización.

Cambiando la escala s y la ubicación temporal (o espacial) τ , obtenemos una familia de wavelets, como muestra la figura 3.2.4.1

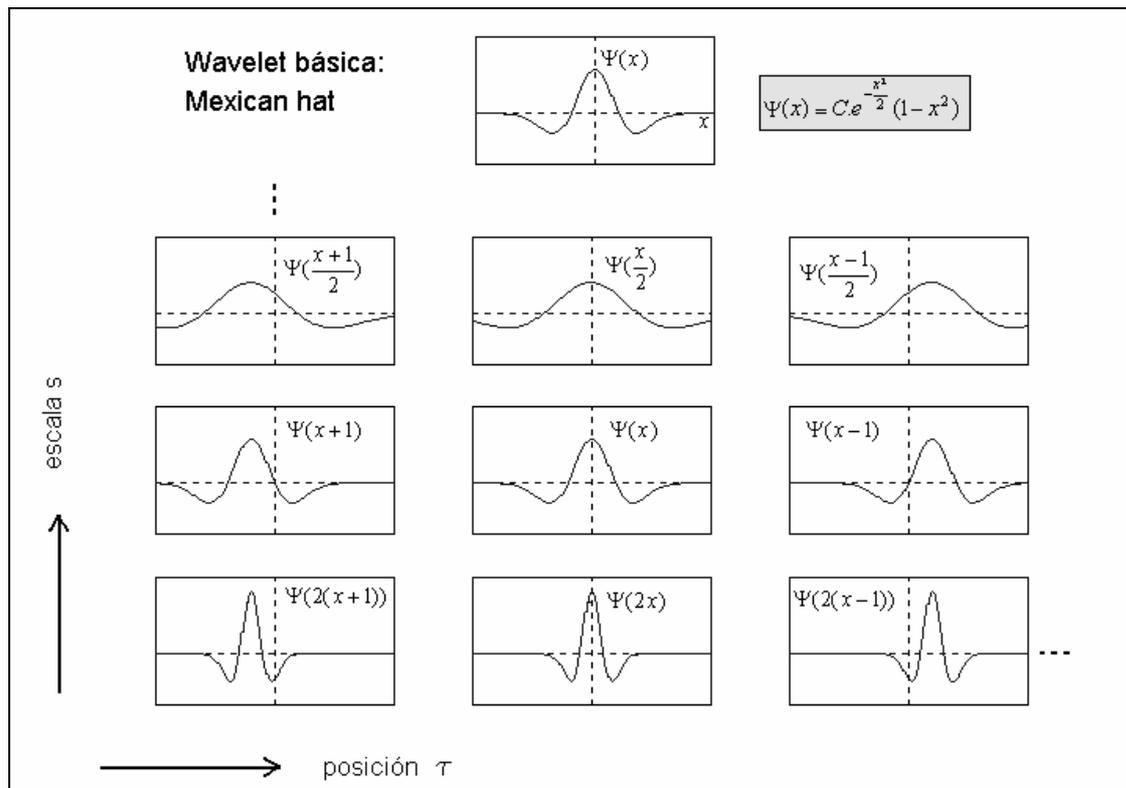


Figura 3.2.4.1: Familia de wavelets

El “mapa” o gráfico de wavelets es una representación gráfica de la transformada para distintos valores de s y τ . Valores altos de la transformada indican el efecto combinado de una fluctuación importante de la señal f en el instante τ , con una escala temporal s , a partir de una alta correlación entre la forma de la señal y la wavelet. Por su forma simétrica, la Mexican hat es apta para detectar mínimos y máximos locales de la señal en la escala correspondiente. Esta característica debe tenerse en cuenta al analizar el gráfico.

Esta posibilidad de detectar eventos aislados (algo que el análisis de Fourier no puede hacer) se logra al precio de reducir la resolución espectral: tanto la localización temporal como la escala de los eventos se obtienen con cierta dispersión (ver, p. ej. Daubechies⁵⁴)

La figura 3.2.4.2 muestra los mapas de wavelets obtenidos para las señales correspondientes a las lecturas de velocidad longitudinal y vertical respectivamente registradas por un anemómetro ante el pasaje de un vórtice ideal (Boldes et al.⁵¹). El conocido modelo de Rankine para vórtices consiste en un núcleo viscoso de radio R_v , en el

que el fluido rota como un sólido con velocidad angular ω , y fuera del cual el campo de velocidades es potencial:

$$v_{\theta} = \begin{cases} \omega r & r \leq Rv \\ \frac{\omega Rv^2}{r} & r > Rv \end{cases}$$

Si un vórtice de este tipo es convectado por una corriente uniforme de velocidad U constante, un anemómetro situado inicialmente a cierta distancia del centro del vórtice registrará variaciones temporales en las componentes longitudinal (u) y transversal (v) de la velocidad, como se muestra en la figura. Las figuras 3.2.4.2 muestran los correspondientes mapas de la transformación (c y d) y del valor absoluto al cuadrado, $(W_{s,\tau}(f))^2$ (e y f), que permite una comparación más adecuada con el espectro de Fourier.

Si bien este representa un caso ideal, se introduce como un ejemplo para la interpretación del mapa de wavelets. En el flujo turbulento de la baja capa límite atmosférica las estructuras vorticosas presentes son fuertemente distorsionadas, tanto por el gradiente de velocidades medias debido a la cercanía del suelo, como por su propia influencia mutua y por la interacción con distintos obstáculos, por lo que las escalas en las fluctuaciones de las componentes longitudinal y vertical de la velocidad instantánea no necesariamente coinciden como en el caso del vórtice ideal.

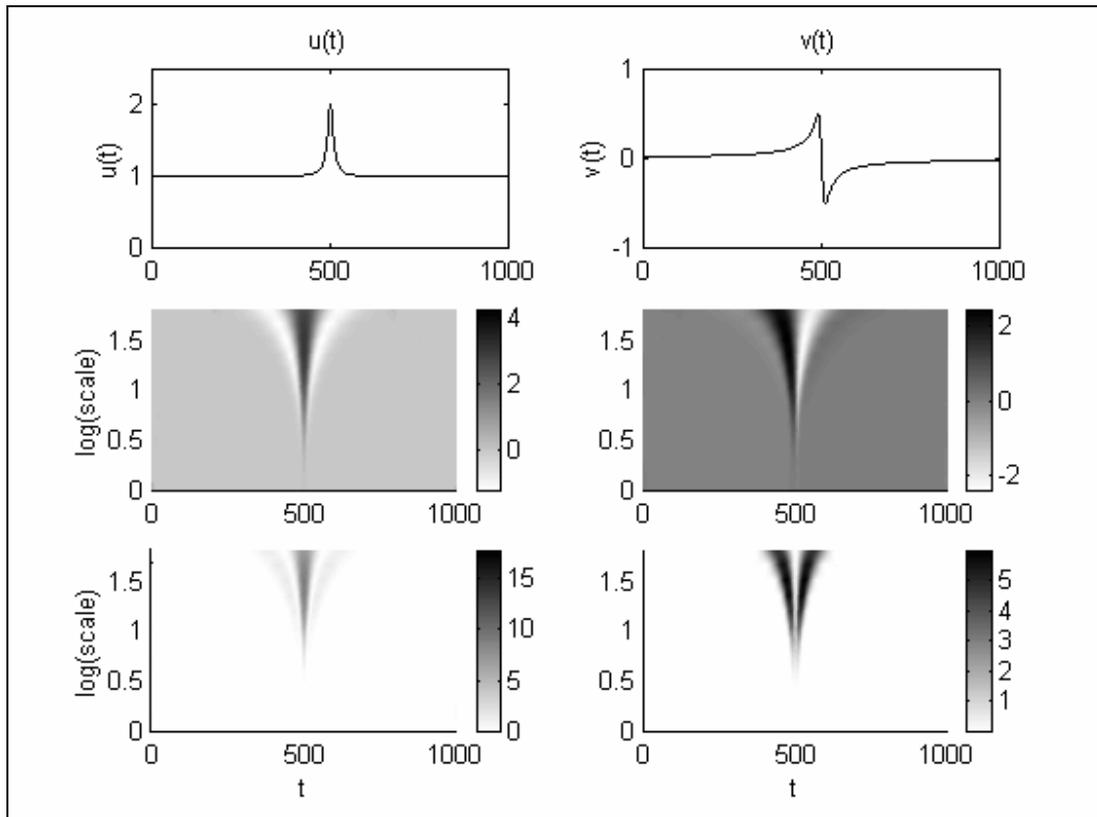


Fig. 3.2.4.2: Análisis por wavelets de un vórtice de Rankine: a) $u(t)$, registro anemométrico de la componente horizontal; b) $v(t)$: registro anemométrico de la comp. vertical; c) $W(u)$; d) $W(v)$; e) $W^2(u)$; f) $W^2(v)$.

La incertidumbre asociada a la transformada wavelet puede reducirse con una técnica desarrollada por Duniak, Gilliam, Peterson y Smith^{50, 55}. Dicha técnica se basa en generar un gran número de señales temporales con el mismo espectro de potencia que la señal analizada, pero con fase aleatoria. Esta característica hace que dichas señales sean incoherentes. Cuando se les aplica la transformada wavelet, los máximos de W obtenidos en cada escala s , son valores aleatorios, y se utilizan para definir intervalos de probabilidad en cada escala. Si la intensidad de un máximo en una dada escala en la transformada de la señal analizada supera el valor correspondiente a una cierta probabilidad (95 % en nuestro caso) para señales incoherentes, consideramos que ese máximo corresponde a un evento coherente (una estructura fluidodinámica organizada), y no es simplemente una fluctuación casual.

4. RESULTADOS

4.1 Mediciones simultáneas de velocidad longitudinal y vertical a 2 y 39 m de altura⁵⁶

Los datos del presente análisis fueron adquiridos el 5 de mayo de 1998 entre las 13.00 y las 14.00 hs., con viento de dirección NNO. Los resultados presentados correspondientes al subperiodo 13:30 – 14:45 son cualitativa y cuantitativamente representativos de todo el periodo.

En la capa de corte, la longitud calculada de Monin-Obukhov, L_{MO} fue -204 m y $H/L_{MO} = -0.19$

4.1.1 *Estadísticas y análisis por cuadrantes*

La tabla 4.1.1.I sintetiza las estadísticas de la velocidad instantánea para estas mediciones

Tabla 4.1.1.I: Estadísticas de la velocidad instantánea en dos alturas: valores medios de velocidad longitudinal y vertical, desvío standard, intensidad de turbulencia, skewness (sesgo), kurtosis y tensiones de Reynolds.

Z/H = 1.30		Z/H = 0.07	
$\bar{u} = 2.75 \text{ m/s}$	$\bar{w} = 0.00 \text{ m/s}$	$\bar{u} = 0.6 \text{ m/s}$	$\bar{w} = 0.01 \text{ m/s}$
$\sigma_u = 1.62 \text{ m/s}$	$\sigma_w = 0.87 \text{ m/s}$	$\sigma_u = 0.51 \text{ m/s}$	$\sigma_w = 0.13 \text{ m/s}$
$T_u = 0.59$	$T_w = 0.32$	$T_u = 0.85$	$T_w = 0.21$
$Sk_u = +0.37$	$Sk_w = -0.13$	$Sk_u = -0.41$	$Sk_w = +0.37$
$Ku_u = 2.54$	$Ku_w = 3.22$	$Ku_u = 3.91$	$Ku_w = 7.07$
$\overline{u'w'} = -0.73 \text{ m}^2/\text{s}^2$		$\overline{u'w'} = 0.003 \text{ m}^2/\text{s}^2$	

Las distribuciones de velocidad media, intensidad de turbulencia, definida como $T_u = \sigma_u / \bar{u}$ $T_w = \sigma_w / \bar{w}$ y momentos de orden superior son consistentes con el comportamiento de estas variables en la analogía con la “capa de mezcla” (mixing layer),

presentada por Raupach et al²⁹. Como es de esperar (Finnigan²⁸), las tensiones de Reynolds decrecen al acercarse al suelo. Los signos de skewness para las componentes longitudinal y vertical de la velocidad en ambas alturas son consistentes con los resultados del análisis por cuadrantes descrito en los párrafos siguientes.

La skewness, o sesgo de una señal indica su asimetría, y el signo de los mayores apartamientos de la misma de su valor medio. En la capa de corte superior del bosque, en $z = 39$ m, o $z/H = 1.3$, Sk_u positiva y Sk_w negativa sugieren que las fluctuaciones de velocidad del cuarto cuadrante son las más intensas.

En el flujo en el follaje, el transporte de cantidad de movimiento, calor y masa está gobernado principalmente por los remolinos de la turbulencia. Importantes fenómenos de transporte convectivo pueden ser atribuidos a las configuraciones fluidodinámicas que ocasionan los patrones conocidos como “sweeps” (barridas), fluctuaciones de velocidad del 4to. cuadrante: hacia delante y abajo, que inyectan flujo acelerado en las capas inferiores, y “ejections” (eyecciones), fluctuaciones del 2do. cuadrante: hacia atrás y hacia arriba, que remueven flujo frenado de esas capas. Ambos tipos de fluctuaciones contribuyen con signo negativo a $\overline{u'w'}$.

Las contribuciones de las fluctuaciones u' y w' al movimiento turbulento pueden ser descritas mediante la metodología de “análisis por cuadrante”.

El análisis de las fluctuaciones de velocidad fue realizado en el plano vertical, paralelo a la dirección de la corriente media, análogamente a lo usual en flujos de capa límite bidimensional⁴⁴.

Tabla 4.1.1.II. Frecuencias relativas de eventos simultáneos en $z/H = 0.07$ y $z/H = 1.3$

$z/H = 0.07 \rightarrow$ $1.3 \downarrow$	QI – 0.07	QII – 0.07	QIII – 0.07	QIV – 0.07	Total 1.3
QI – 1.3	0.0469	0.0291	0.0145	0.019	0.1095
QII – 1.3	<u>0.1665</u>	0.0682	0.0559	0.1006	0.3912
QIII – 1.3	0.0402	0.0179	0.038	0.0235	0.1196
QIV – 1.3	0.0391	0.0927	<u>0.1486</u>	0.0994	0.3798
Total 0.07	0.2927	0.2079	0.2570	0.2425	

Los resultados en la capa de corte sobre los árboles muestran la clara predominancia de eventos del 4to. (“sweeps”) y 2do (“ejections”) cuadrante, los que se detectan durante aproximadamente el 80 % del tiempo. Estos resultados confirman datos publicados para flujos en follaje^{57, 58}, que reportan contribuciones similares a $\overline{u'w'}$ de dichos cuadrantes en la subcapa inercial. Estos eventos contribuyen a la generación de turbulencia, transfiriendo energía desde el flujo medio. Por otra parte, las contribuciones de los cuadrantes primero y tercero, con $\overline{u'w'}$ positivo, están generalmente asociados a una disminución en la resistencia aerodinámica y la producción de energía turbulenta.

Mientras las fluctuaciones de velocidad instantánea en el flujo en la capa de corte superior muestran una fuerte asimetría, hallamos que a 2 metros de altura, en la cercanía del suelo, la turbulencia se caracteriza por contribuciones similares de los cuatro cuadrantes, con una ligera predominancia de QI.

Se debe ser cuidadoso en la interpretación física de estos resultados, ya que la técnica de análisis por cuadrante no considera información de fase, por lo que no contribuye decisivamente a la descripción de las configuraciones fluidodinámicas dominantes⁵⁹.

Sin embargo, la tabla 4.1.1.II muestra algunas combinaciones de eventos más frecuentes que otras: fluctuaciones del segundo cuadrante (QII) en la capa de corte superior se dan con mayor frecuencia en forma simultánea con eventos de QI cerca del suelo, y las fluctuaciones del cuarto cuadrante, QIV, suelen estar asociadas con eventos de QIII abajo.

La figura 4.1.1.1 muestra 60 segundos de evolución temporal de la proyección en el plano x-z de las fluctuaciones de la velocidad (la velocidad media ha sido restada), en las dos alturas de medición, entre los instantes $t = 20$ s y $t = 80$ s. En el intervalo entre $t = 20$ y $t = 50$ s se detectan eventos relacionados de QIV sobre el bosque y QIII en el interior, cerca del suelo. Un poco después, entre $t = 60$ s y $t = 80$ s, sobre el follaje una eyección (QII) sigue al “barrido” de QIV, simultáneamente con fluctuaciones de QI en la región inferior. Esta alternancia de eventos de 4to. y 2do. cuadrante en la capa de corte superior, frecuentemente detectada en los cuatro registros sucesivos de 15 minutos analizados, sugiere la presencia de inestabilidades tipo onda, y la formación subsecuente de estructuras organizadas.

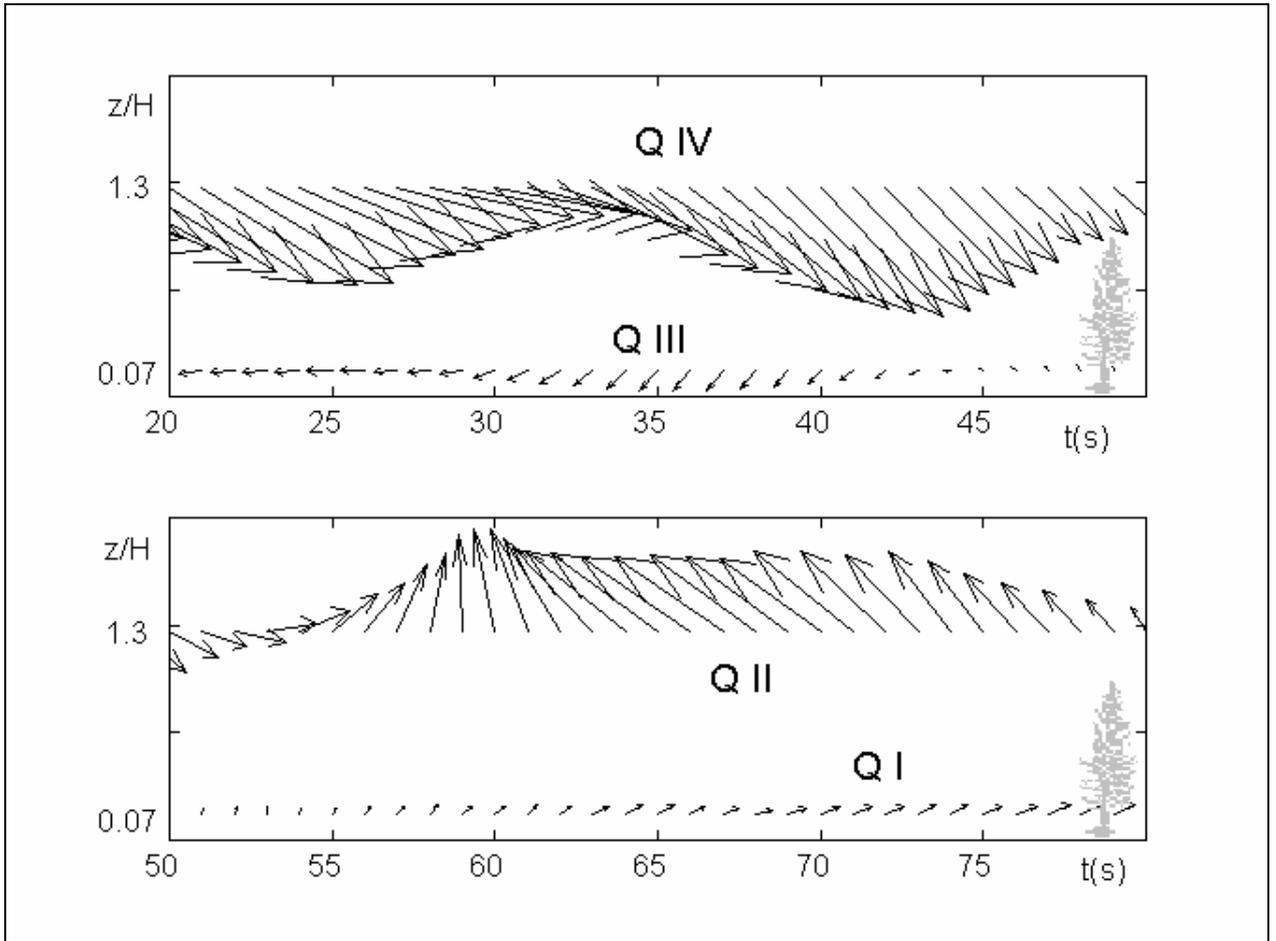


Figura 4.1.1.1: Evolución temporal de las fluctuaciones de velocidad en dos puntos. Para referencia, el mayor valor del módulo de la velocidad instantánea es 3.2 m/s.

La observación de los registros simultáneos de velocidad sugiere la existencia de un acoplamiento entre las fluctuaciones a ambas alturas.

Hasta aquí hemos considerado solamente la fracción de tiempo durante la cual se detectan eventos de cada cuadrante, sin considerar la intensidad de los mismos. Para identificar las contribuciones más intensas a $\overline{u'w'}$ de cada cuadrante, utilizamos la técnica “q-hole” (cuadrante-agujero), la que consiste en computar además del cuadrante de las fluctuaciones, la fracción de eventos que superan un valor umbral definido por $|u'w'| > K\sigma_u\sigma_w$ (el “agujero”). K adopta los valores crecientes 1, 2, 3...

Mientras que en $z/H = 1.3$ la fracción del tiempo de ocurrencia de los cuadrantes II y IV era similar (tabla 4.1.1.II), el gráfico de quadrant-hole (figura 4.1.1.2) muestra que las intensidades de las fluctuaciones de Q IV son mayores que las de Q II, lo que es consistente con el reporte de Gao et al⁶⁰. Los valores y signos de skewness para esta altura (tabla 4.1.1.I) confirman también esta asimetría de las fluctuaciones de velocidad.

Para $z/H = 0.07$, hallamos amplitudes sustancialmente reducidas y un comportamiento similar de los cuatro cuadrantes, con una leve predominancia de QI (interacción hacia fuera, o outward interaction).

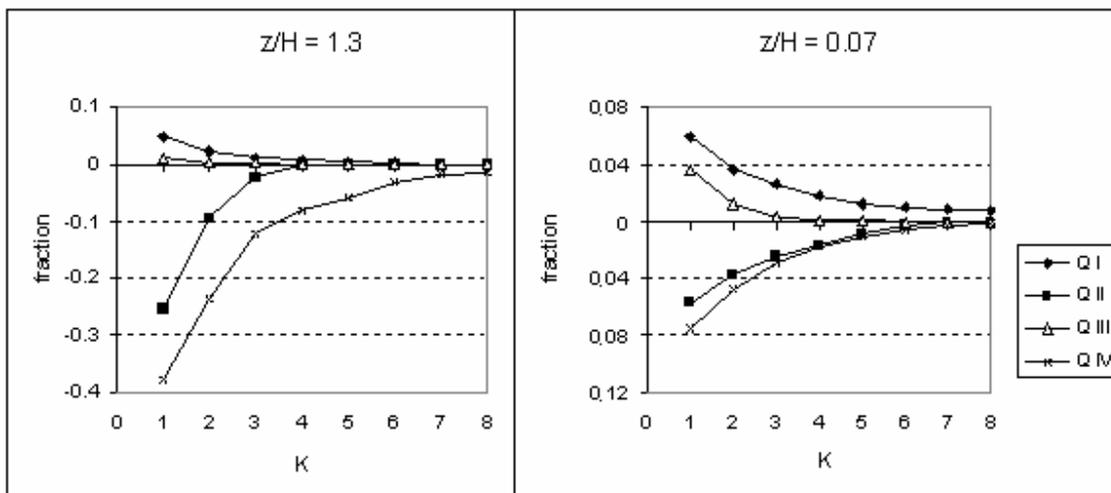


Figure 4.1.1.2: Análisis “cuadrante-agujero” (Q-hole) en dos puntos

4.1.2 Análisis por Wavelets

La transformada wavelet se emplea con frecuencia creciente en el análisis de flujos turbulentos⁴⁹. El análisis de señales adquiridas simultáneamente permite seguir la penetración espacial de fluctuaciones de velocidad de la capa de corte dentro del follaje, y compara las intensidades de distintos eventos a distintas alturas.

Hemos utilizado la transformada wavelet continua (CWT):

$$W(s, \tau) = \frac{1}{s^{\frac{1}{2}}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \psi\left(\frac{t - \tau}{s}\right) dt$$

con la wavelet “mexican hat”

Las figuras 4.1.2.1 y 4.1.2.2 muestran para ambas alturas y para las componentes longitudinal y vertical 1) la evolución de la señal en el tiempo, 2) contornos de intensidad de la transformada wavelet continua (CWT) al cuadrado y 3) los máximos valores de la transformada al cuadrado (línea continua). Siguiendo la técnica propuesta por Duniyakh et al.⁵⁰ para distinguir fluctuaciones de velocidad originadas en estructuras coherentes de otras aleatorias, estos valores máximos se comparan con el intervalo de confianza de 95% de probabilidad indicado por la línea punteada, obtenido de los máximos en cada escala del cuadrado de la CWT de 10 señales incoherentes. Estas se generan digitalmente con la misma distribución de densidad espectral que la señal original, pero con fase aleatoria, con una distribución de probabilidad uniforme entre 0 y 2π . Estas señales son, por lo tanto, incoherentes. A partir de sus máximos en cada escala, se calcula el intervalo de confianza de 95% (o una probabilidad de exceso menor a 5%), el que se utiliza como un umbral para asegurar “coherencia” en las fluctuaciones de esa escala en la señal analizada. Esta técnica ha sido utilizada con éxito para la detección de movimientos coherentes en distintos campos^{53, 55, 61}. Las escalas en las que el cuadrado de los máximos de CWT de la señal analizada son mayores que el límite de probabilidad 95% son consideradas escalas de probables fluctuaciones coherentes. Los eventos detectados en escalas en las que esta condición no se cumple se descartan, como probables resultados de fluctuaciones incoherentes.

El aparente espesor de las líneas de contorno en las escalas mayores de las figuras se debe a oscilaciones punto a punto alrededor del valor representativo del tiempo-escala correspondiente. Estas oscilaciones aparecen debido a la discretización necesaria para el cálculo numérico de la transformada wavelet continua. Para las escalas más pequeñas este efecto es menor. Los gráficos ilustran la localización en tiempo y escala de los eventos significativos.

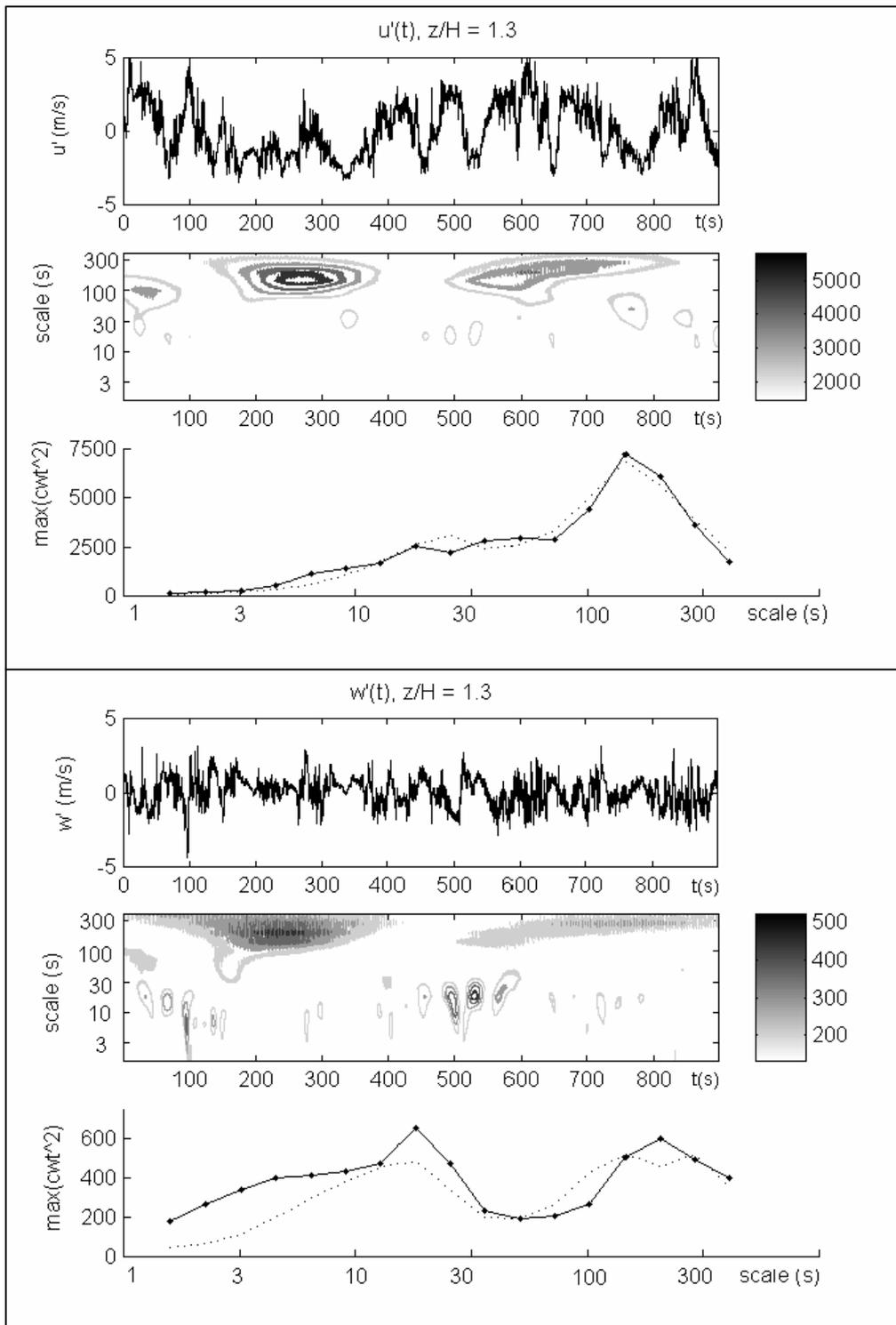


Figura 4.1.2.1: Evolución temporal de las fluctuaciones de velocidad, contornos de transformada wavelet y máximos de cada escala a $z/H = 1.3$. La línea punteada representa el nivel de confianza del 95% para señales incoherentes.

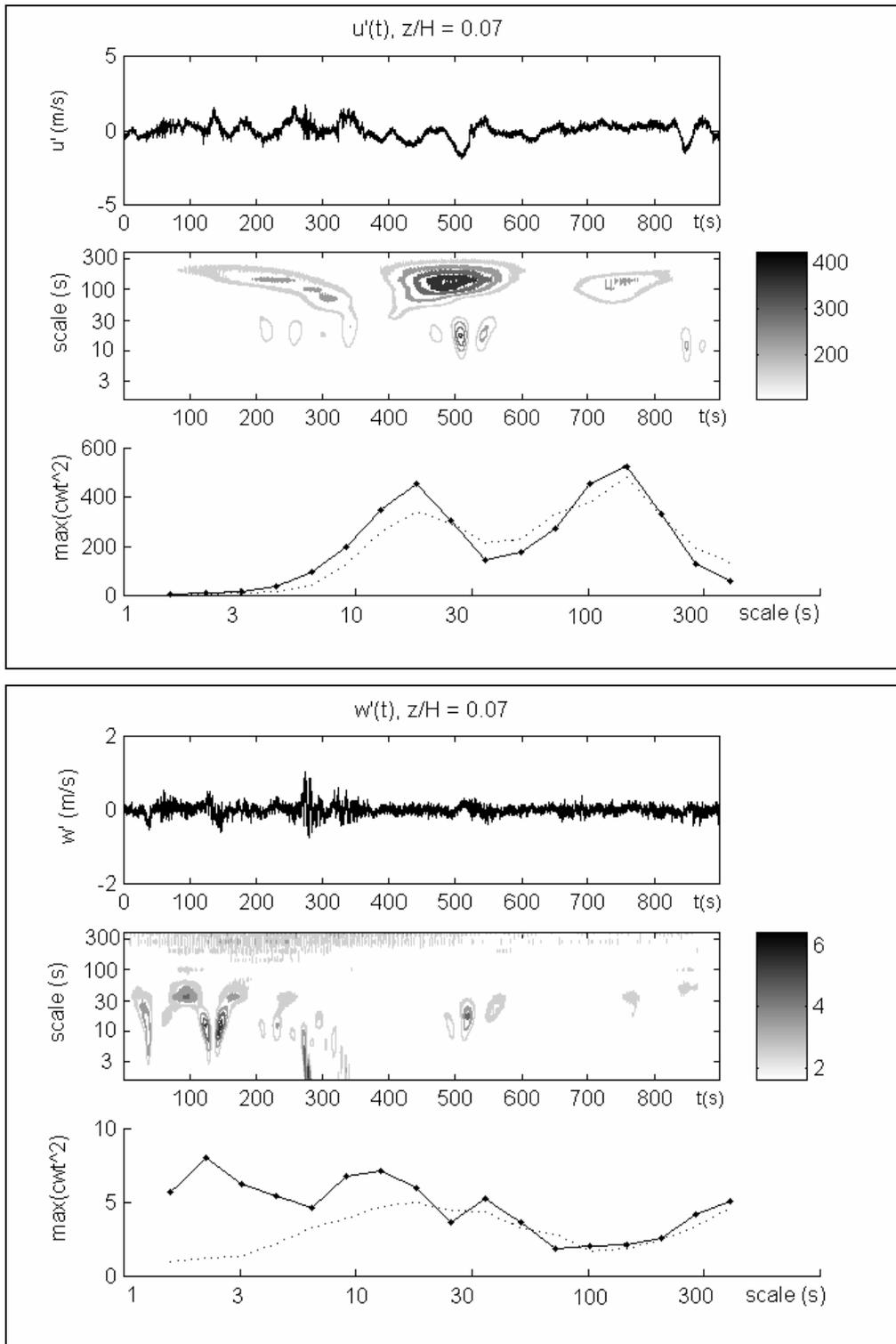


Figura 4.1.2.2. Evolución temporal de las fluctuaciones de velocidad, contornos de transformada wavelet y máximos de cada escala a $z/H = 0.07$. La línea punteada representa el nivel de confianza del 95% para señales incoherentes

Los gráficos de velocidad instantánea muestran simplemente por inspección visual algunas diferencias claras entre el flujo sobre el bosque y cerca del suelo, permitiendo una detección intuitiva de la penetración vertical de algunos eventos intensos de la capa de corte superior.

En la altura de la capa de corte, las fluctuaciones longitudinales de velocidad de escalas 150-200 s 30-50 s y 5-20 s tienen una alta probabilidad de ser el resultado de movimientos coherentes. Es el caso, por ejemplo, de los eventos (máximos en CWT) detectados con escala de 160 s ($t = 270$ para u' y w' , $t = 600$ s para u') y 20 s ($t = 210-250$ y $470-550$).

Es razonable atribuir estas escalas a estructuras coherentes inmersas en el flujo. Es significativo también hallar eventos de escala similar e intensidad comparable en las fluctuaciones longitudinales cerca del suelo.

Para las fluctuaciones verticales w' a $z/H = 0.07$, de amplitud marcadamente menor, aplicando esta técnica, los eventos detectados no son atribuibles a fluctuaciones aleatorias en escalas mayores a 100 s, por debajo de 20 s y en un pequeño entorno alrededor de 35 s. Se detectan máximos en escalas de 30 s ($t = 0-150$), 20 s ($t = 490-570$, trazas de la penetración de un evento energético desde la capa de corte superior), y 10 s ($t = 120$, $t = 270$).

Las escalas y aparición regular de estructuras detectadas en nuestro análisis por wavelets coinciden con el modelo periódico independiente de la rugosidad propuesto por Raupach et al⁶². De acuerdo a su modelo, en la región del punto de inflexión del perfil de velocidades medias, a la altura de la vegetación, se desarrolla una intensa inestabilidad no viscosa, del tipo de ondas, la que promueve el rápido crecimiento de perturbaciones de vorticidad transversal, con una longitud de onda del orden de 10 H.

Los presentes resultados confirman esa hipótesis. Para el bosque, de 30 m de altura, el análisis por wavelets detecta escalas temporales energéticas alrededor de los 160 s, que corresponden a longitudes de onda de 400 m, o 13 H, aplicando la hipótesis de Taylor de “flujo congelado”, o frozen flow theory.

La segunda escala energética observable en los gráficos de wavelets es claramente la correspondiente a 10-20 s, o una escala espacial de $H-1.5H$. Este resultado también es consistente con los reportados por Raupach et al²⁹. En esta escala se manifiestan también

fluctuaciones verticales, w' , en la capa de corte superior, y su intensidad es comparable con la de las fluctuaciones longitudinales de gran escala cerca del suelo.

La localización temporal de los máximos locales en los gráficos de wavelets hace posible la detección alrededor de $t = 500$ s de fuertes fluctuaciones de velocidad, de una escala de 10-20 s, probablemente debidas a una estructura vorticosa organizada que penetra físicamente toda la altura del bosque. Otros eventos de esa escala son detectados en la transformada wavelet de w' (en $t = 100$ s) y u' ($t = 850$).

Hay por lo tanto evidencia de que algunas estructuras organizadas penetran esporádicamente el follaje hasta el nivel del suelo. Otras estructuras menores, que físicamente no alcanzan las regiones inferiores, pueden sin embargo interactuar con el flujo de la región inferior, inyectando en alturas intermedias cantidad de movimiento que luego sea transportado hacia y desde el suelo por otros remolinos de menor escala.

4.1.3 *Análisis de correlaciones*

La figura 4.1.3.1 muestra los coeficientes de correlación cruzada de las componentes longitudinal y vertical, adquiridas simultáneamente en ambas alturas de medición. Una fluctuación de velocidad en una dirección particular en un punto puede deberse a movimientos del aire que a su vez producen, en instantes siguientes, una fluctuación en otra dirección en el mismo y en los otros puntos. El retardo en las correlaciones cruzadas da una estimación del tiempo de evolución de estos movimientos correlacionados.

La tabla 4.1.3.I destaca algunos valores particulares, calculados en los registros de 15 min. de duración, y restringiendo el intervalo de cálculo a los 100 segundos entre $t = 450$ y 550 s. En este intervalo, el gráfico de velocidad instantánea indica una alternancia de eventos de eyección (QII) – barrido (QIV) – eyección en la capa de corte superior, cuya influencia se detecta en las cercanías del suelo.

Tabla 4.1.3.I: Coeficientes de correlación cruzada en dos alturas

	t = 0 – 900 s $\tau = 0$	C_{\max} (0-900) (τ (s))	t = 450-550 s $\tau = 0$	C_{\max} (450-550) (τ (s))
$C_{u_{\text{top}}u_{\text{ground}}}$	- 0.3021	- 0.3731 (+11.1)	- 0.3751	- 0.8096 (+11.0)
$C_{w_{\text{top}}w_{\text{ground}}}$	+ 0.1213	+0.2172 (- 8.7)	+ 0.2966	+ 0.4517 (-6.7)
$C_{u_{\text{top}}w_{\text{ground}}}$	- 0.1245	- 0.1635 (- 5.1)	- 0.2634	- 0.3916 (-9.4)
$C_{w_{\text{top}}u_{\text{ground}}}$	+ 0.2344	+0.2939 (+5.6)	+ 0.2380	+ 0.6152 (+10.0)
$C_{u_{\text{top}}w_{\text{top}}}$	- 0.5449	- 0.5449 (0)	- 0.7203	- 0.7203 (0)
$C_{u_{\text{ground}}w_{\text{ground}}}$	- 0.0427	+0.2358 (-15.4)	- 0.3183	- 0.4827 (+8.9)

La correlación cruzada u-w con $\Delta t = 0$ es relativamente alta dentro de la capa de corte, sugiriendo un grado considerable de organización en el flujo. El valor calculado de $C_{u_{\text{top}}w_{\text{top}}} = -0.54$ concuerda con el valor de -0.5 reportado por Finnigan²⁸. Cerca del suelo, la correlación se reduce considerablemente. Sin embargo, se obtienen valores significativos si se calcula para distintos valores de Δt .

Los máximos valores de correlación cruzada se obtuvieron con retardos Δt , positivos o negativos, de entre 5.1 y 15.4 s, con la excepción de la correlación u-w en la capa de corte, que alcanza su máximo valor con retardo = 0.

Esto refuerza los resultados para la capa de corte presentados en la tabla 4.1.1.II, ya que el rápido cambio de eventos de barrido a eyecciones implica un cambio simultáneo en los signos de ambas componentes de la velocidad, manteniendo su producto negativo.

Los valores de correlación cruzada aumentan considerablemente cuando el intervalo de cómputo se restringe a períodos donde los mapas de wavelets muestran interacción del flujo en las distintas alturas. Las componentes longitudinales de velocidad arriba y abajo alcanzan en el intervalo restringido t = 450-550 s una correlación negativa mayor al 80%, signo inequívoco de organización del flujo en toda la altura del bosque. El retardo de 10 s se asocia directamente a la escala espacial de orden H.

La comparación de los signos de las correlaciones y retardos para todo el periodo con los del intervalo de 100 s seleccionado confirman que estas estructuras de escala espacial H juegan un rol determinante en la turbulencia dentro del bosque.

Considerando los signos de las correlaciones cruzadas, y que el máximo de correlación de u' y w' se produce con cero retardo, y considerando el retardo entre las correlaciones máximas de velocidad longitudinal arriba y abajo $u_{top}-u_{ground}$ y de velocidad longitudinal arriba y vertical abajo, $u_{top}-w_{top}$, se puede elaborar un modelo en el que una fluctuación negativa de velocidad longitudinal cerca del suelo precede a un evento del cuarto cuadrante en la capa de corte superior, y éste es seguido a su vez por una fluctuación vertical negativa en la región inferior. Este modelo es consistente con reportes de Shaw y Zhang⁶³ y Raupach et al³¹, discutidos en Finnigan²⁸. Por otro lado, las eyecciones (QII) en $z/H = 1.3$ son anticipadas en $z/H = 0.07$ por fluctuaciones positivas de u' y seguidas por fluctuaciones positivas de w' .

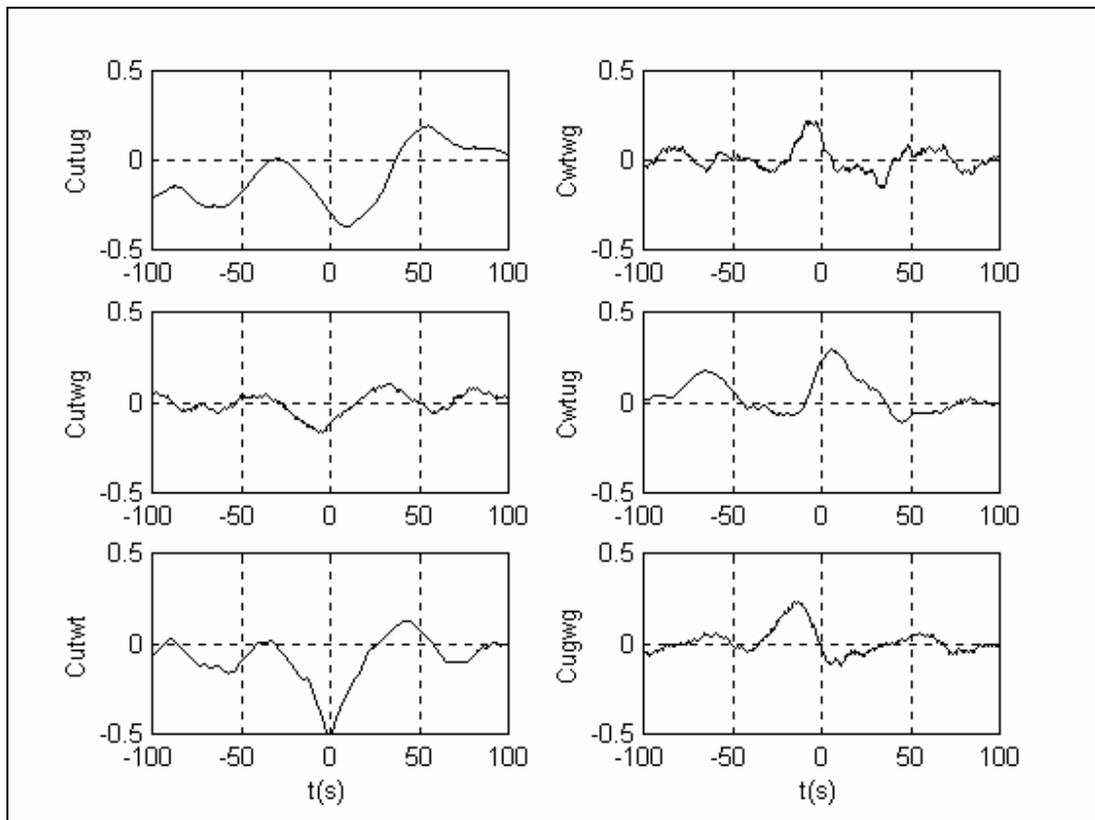


Figure 4.1.3.1: Correlaciones cruzadas de componentes de velocidad en dos puntos

$$Cutug = \text{Corr. } u_{top}-u_{ground}, \quad Cwtwg = \text{Corr. } w_{top}-w_{ground}$$

$$Cutwg = \text{Corr. } u_{top}-w_{ground}, \quad Cwtug = \text{Corr. } w_{top}-u_{ground}$$

$$Cutwt = \text{Corr. } u_{top}-w_{top}, \quad Cugwg = \text{Corr. } u_{ground}-w_{ground}$$

El análisis de las correlaciones cruzadas de las componentes de velocidad mostrado en la figura 4.1.3.1 sugiere la siguiente interpretación de la evolución temporal de un remolino que abarque la altura de la vegetación. El tiempo t_i indica para valores crecientes de i , la sucesión temporal de eventos.

- i) Del gráfico de correlación $u_{\text{top}}-u_{\text{ground}}$, observamos que una fluctuación horizontal cerca del piso, $u_{\text{ground}}(t_1)$, anticipa una fluctuación longitudinal de signo opuesto en la capa superior, $u_{\text{top}}(t_2)$
- ii) De la curva de correlación $u_{\text{top}}-w_{\text{top}}$, vemos que en la capa superior una fluctuación vertical w_{top} negativa ocurre simultáneamente con una longitudinal u_{top} positiva
- iii) Del gráfico $u_{\text{top}}-w_{\text{ground}}$ vemos que poco después de la ocurrencia de $u_{\text{top}}(t_2)$, se desarrolla una fluctuación vertical $w_{\text{ground}}(t_3)$
- iv) De la curva $w_{\text{top}}-w_{\text{ground}}$ confirmamos que $w_{\text{top}}(t_2)$ anticipa a $w_{\text{ground}}(t_3)$, lo que es consistente con los gráficos de correlaciones de $u_{\text{top}}-w_{\text{ground}}$ y $u_{\text{top}}-w_{\text{top}}$.
- v) De las correlaciones $w_{\text{top}}-u_{\text{ground}}$ confirmamos que $u_{\text{ground}}(t_1)$ anticipa a $w_{\text{top}}(t_2)$, concordando con i) y ii)
- vi) De la correlación $u_{\text{ground}}-w_{\text{ground}}$, se verifica que $u_{\text{ground}}(t_1)$ anticipa significativamente a $w_{\text{ground}}(t_3)$. Este es un punto crucial, porque sugiere que el evento inicial de la secuencia es una fluctuación de la velocidad longitudinal en la región inferior, que desencadena un movimiento que finalmente se desarrolla en un remolino de escala espacial del orden de H , el que transporta fluido de la región superior a las cercanías del suelo.

Estos resultados confirman la conexión entre los eventos turbulentos en ambas alturas anticipados por los resultados del análisis por cuadrantes. De acuerdo a esta secuencia, las fluctuaciones observables en tres instantes consecutivos se ilustran en el siguiente esquema:

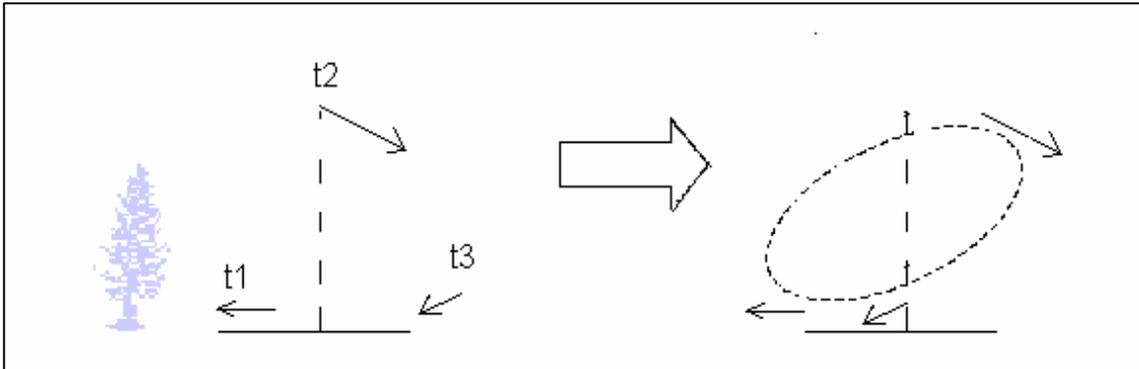


Figura 4.1.3.2: Evolución temporal de un remolino típico de escala espacial H

La aplicación estricta de la definición de escala integral de tiempo, por integración de la función autocorrelación, es ambigua en este caso, porque su valor depende fuertemente de la extensión del intervalo necesariamente finito de integración. Para el cálculo de la escala integral se utilizó el criterio de hallar el valor de $\tau_{1/e}$ en el que la función coeficiente de autocorrelación alcanza el valor $1/e$ (Kaimal and Finnigan¹). De este modo se obtienen escalas temporales de 18.5 s para u_{top} , 4 s para w_{top} , 14.3 s para u_{ground} y 1 s for w_{ground} (Fig. 4.1.3.3). Asumiendo hipótesis de Taylor, (frozen flow theory), las correspondientes escalas espaciales en la región superior resultan ser: 51 m for u_{top} , 11 m for w_{top} . Esto es consistente con los reportes de Raupach et al²⁹ y Finnigan²⁸: las escalas integrales detectadas para las componentes longitudinales y verticales son $L_u \sim H$ (algo mayor en nuestro caso) y $L_w \sim H/3$.

Sin embargo, aunque efectivamente hemos detectado en el mapa de wavelets de w' eventos de escala alrededor de 4s en la capa de corte superior, hay también fluctuaciones de w' de escala mayor, simultáneamente con las de la componente longitudinal u' . En este caso, el análisis por wavelets permite una mejor identificación de las escalas presentes en el flujo.

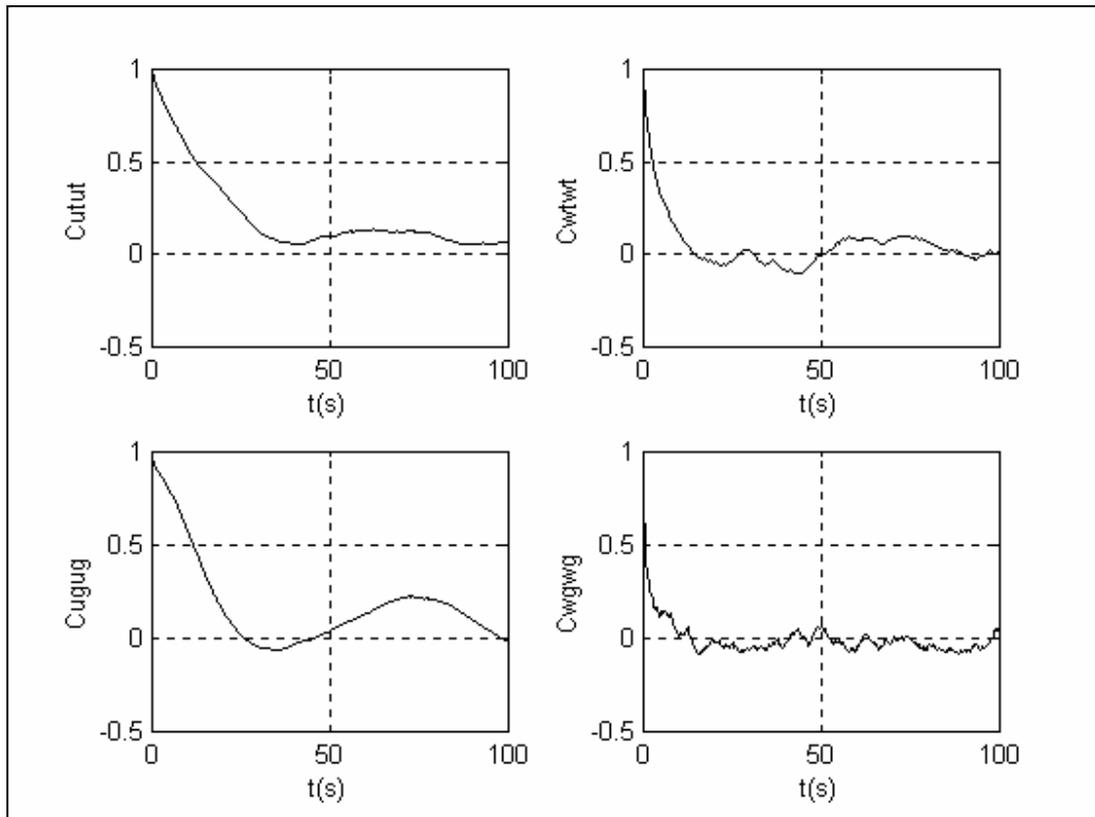


Figura 4.1.3.3: Autocorrelación

para u' (C_{utut}) y w' (C_{wtwt}) a $z/H = 1.3$, y u' (C_{ugug}) y w' (C_{wgwg}) a $z/H = 0.07$

4.2 . Mediciones simultáneas de tres componentes de velocidad en cuatro alturas

Se presentan estadísticas de datos obtenidos los días 19 y 20 de mayo de 1990, en registros en los periodos 15:52-16:52, 23:52-00:52 y 07:52-08:52, y un análisis más detallado de las características de la turbulencia para la medición de las 15:52. Las longitudes de Monin-Obukhov correspondientes fueron -101 m, $+154$ m y -109 m. Pese a las condiciones estables de la atmósfera en la medición nocturna, muchas características del flujo son comparables con las de condiciones inestables en la mañana y en la tarde.

En las mediciones de la tarde, la relación H/L_{MO} es aprox. -0.3

Las estadísticas de los datos analizados se hallan tabuladas en el Apéndice.

4.2.1 *Distribución vertical de velocidad media*

El perfil vertical de velocidad media de viento en cultivos y vegetación suele presentar una inversión del gradiente a alturas intermedias, apareciendo un máximo secundario que ha sido observado en distintos tipos de vegetación, dependiendo del LAI (leaf area index, o índice de follaje) y su distribución²⁹. Sin embargo, el análisis del flujo, sobre todo el flujo lateral, en cultivos y áreas selváticas o boscosas se ha enfocado principalmente en estadísticas temporales y espaciales, antes que en considerar la evolución temporal y espacial de las estructuras vorticosas que caracterizan el flujo

El perfil de velocidad media longitudinal presenta un punto de inflexión a la altura del bosque, $z = H$, por lo que el flujo se comporta en forma semejante a un flujo de capa de mezcla (“mixing layer flow”), o capa de corte, promoviendo inestabilidades que evolucionan originando estructuras coherentes organizadas.

El flujo alrededor de los obstáculos sobre el suelo exhibe importantes velocidades laterales. Dentro del bosque, los troncos y ramas de distintas dimensiones, los gradientes de porosidad en el follaje y su variación temporal debida al movimiento de las ramas y hojas, también inducen velocidades laterales en el flujo. Estos flujos cruzados causan gradientes laterales de velocidad, con sus consecuentes tensiones de corte y tasas de deformación de los elementos de fluido.

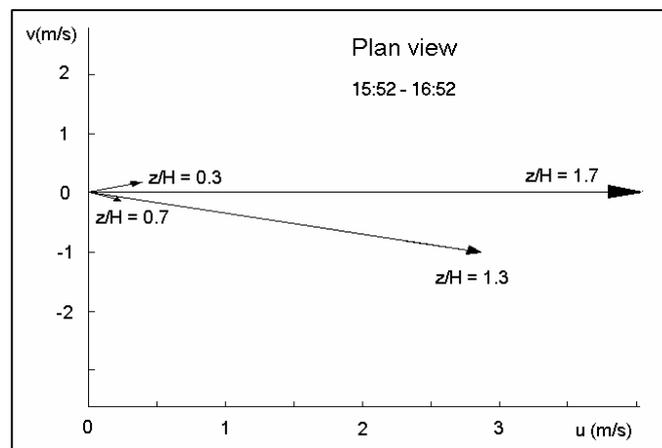
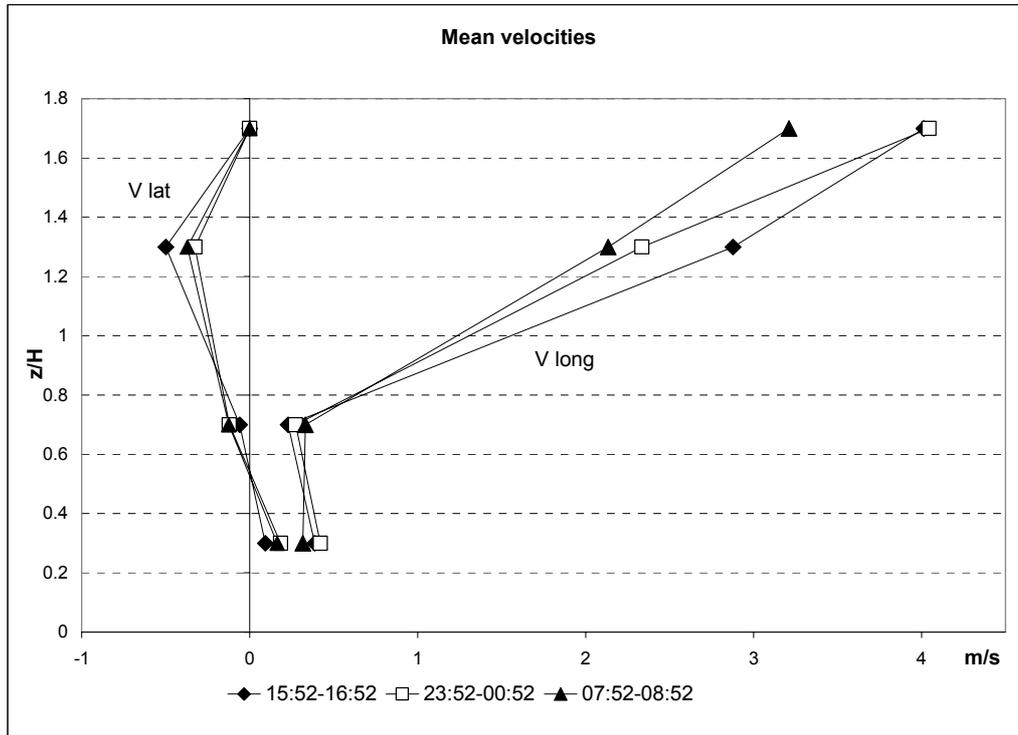


Figura 4.2.1.1: Distribución de velocidad media: componentes longitudinal y lateral, y vista en planta para el periodo 15:52-16:52

Como el perfil de velocidades medias medido presentaba una torsión vertical, tomamos como referencia la dirección de la velocidad en el punto más alto de medición, a 51 m, o $z/H = 1.7$, como indicativa de la dirección de la corriente libre. La torsión del perfil de velocidad puede verse en la figura 4.2.1.1. Visto desde arriba, la velocidad media ha girado 10 grados en sentido horario a la altura de 39 m ($z/H = 1.3$), y 15 grados a 21 m. ($z/H =$

0.7). Por debajo de esta altura el sentido de la torsión se invierte y la velocidad media gira 14 grados en sentido antihorario, relativo a la velocidad de referencia de $z/H = 1.7$.

Hay un mínimo local de velocidad en la región de follaje más denso, en las copas, y un máximo secundario por debajo de las mismas. Un máximo secundario en el perfil de velocidades de la vegetación ha sido detectado con frecuencia¹. Pero no hay muchas referencias a la torsión que pueda presentar el perfil de velocidades. El comportamiento y de la intensidad y dirección de las velocidades medias es similar en los tres periodos de medición analizados. Como la dirección del viento era la misma, puede atribuirse este comportamiento a asimetrías locales debidas a la topografía o a la distribución de los árboles cerca de la torre, que pueden inducir un sentido preferencial en la vorticidad longitudinal en la capa de corte o debajo.

La velocidad lateral crece desde cero en el punto de medición superior hasta un máximo local en la región $1 < z/H < 1.5$. Al descender, la velocidad media lateral decrece y cambia de signo en un punto de inflexión cerca de $z/H = 0.5$

Es interesante destacar este cambio de signo de velocidad lateral en la región del mínimo local de velocidad longitudinal. Esta distribución de velocidades medias genera gradientes verticales de velocidad longitudinal y lateral. Las estelas de los árboles introducen vorticidad

en el flujo, principalmente su componente vertical ω_z . Los gradientes verticales de velocidad longitudinal y transversal, variables en el tiempo, favorecen la inclinación (“tilting”) de estructuras vorticosas en el flujo, contribuyendo el término $\omega_z \frac{\partial u}{\partial z}$ a la

vorticidad longitudinal ω_x , como se muestra en la figura 4.2.2.1.b), y el término $\omega_z \frac{\partial v}{\partial z}$ a la

vorticidad transversal ω_y , mientras que los gradientes no estacionarios en la dirección del movimiento contribuyen a la intensificación de las componentes de ω en la misma dirección (“stretching”), según las ecuaciones de conservación para flujo incompresible⁶⁴:

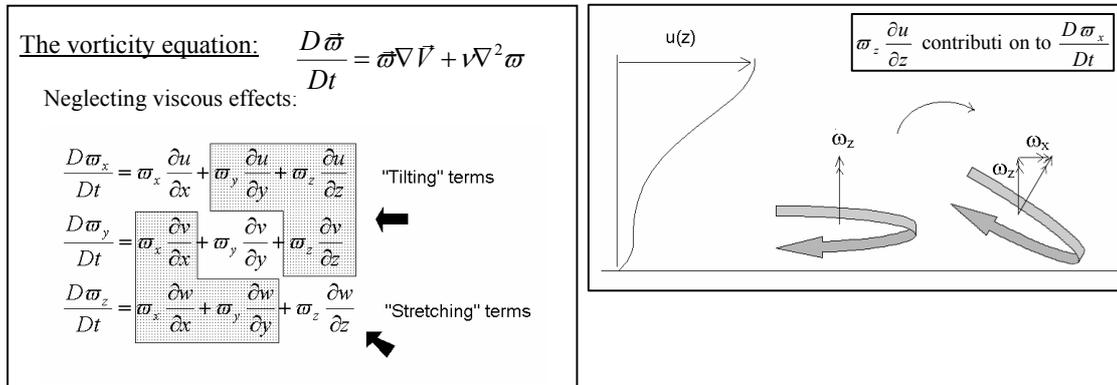


Figura 4.2.1.2: Interacción entre vorticidad y gradientes de velocidad

Esta interacción permite que las mismas estelas de los troncos en la región inferior, de escaso follaje, alimenten la vorticidad de eje horizontal presente en las estructuras vorticosas transversales y longitudinales.

4.2.2 Análisis por cuadrantes

En este caso, analizando el plano x-z (fluctuaciones longitudinales-verticales) nuevamente, al igual que en el anterior análisis 2-D, aparecen los cuadrantes II y IV, de contribución negativa a $\overline{u'w'}$, como los más energéticos en la capa de corte superior del bosque, con pequeñas diferencias en los distintos momentos del día.

En la altura de las copas, la región de denso follaje en $z/H = 0.7$, el gráfico es simétrico: las fluctuaciones de velocidad no muestran preferencia por alguna dirección. Más cerca del suelo, sin embargo, en $z/H = 0.3$, las fluctuaciones más intensas son las de los cuadrantes I y III, que transportan momentum contra el gradiente, generando un efecto de producción de energía turbulenta (difusividad negativa).

La conexión del flujo cerca del suelo con las fluctuaciones de velocidad en la región superior a través de estructuras organizadas es la ilustrada en el análisis 2-D, figura 4.1.1.1 El análisis de distintos conjuntos de datos de viento en la vegetación han establecido que los cuadrantes segundo y cuarto contribuyen aproximadamente igual a $\overline{u'w'}$ en la subcapa

inercial sobre el follaje, pero en el seno del mismo los eventos del cuarto cuadrante, o “sweeps” son más intensos ^{65, 66, 67}

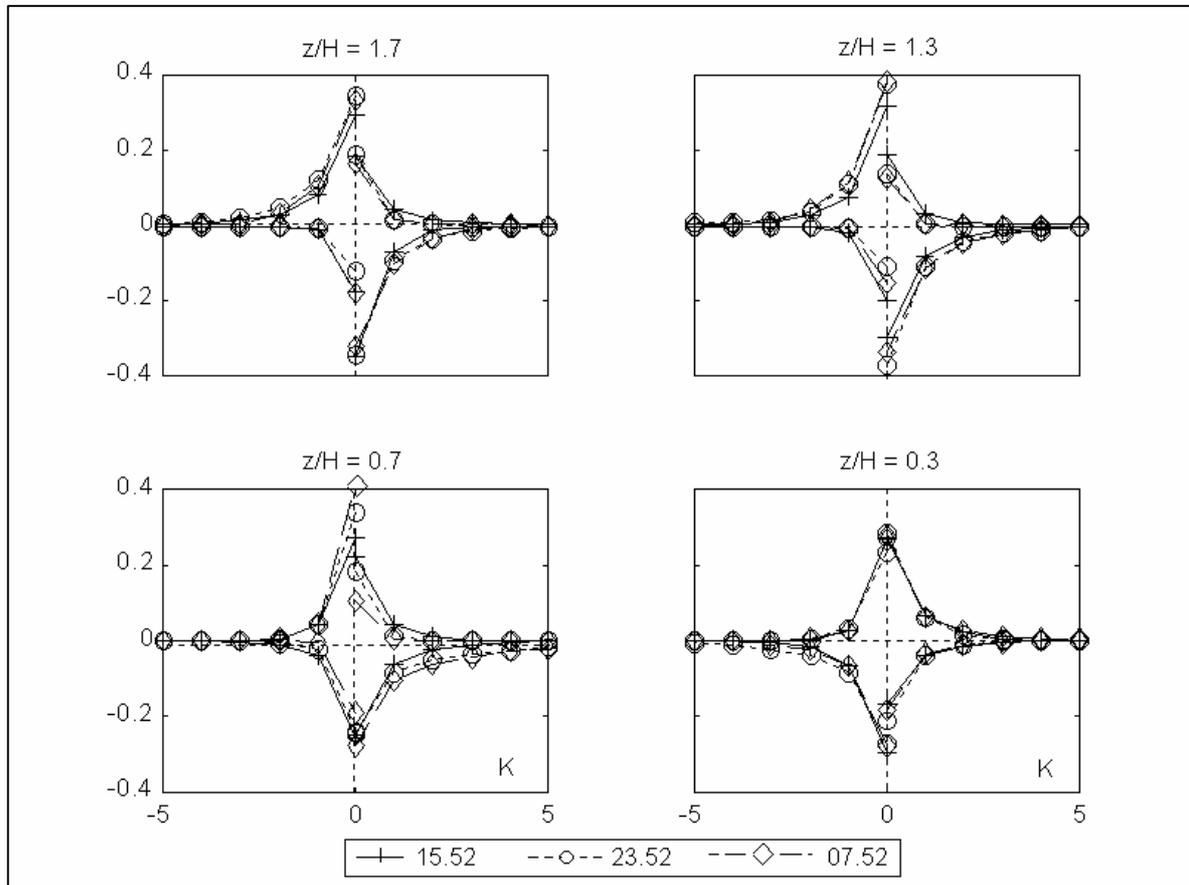


Figura 4.2.2.1: Análisis cuadrante-agujero (Q-hole) en cuatro alturas

Se llevó a cabo también el análisis por cuadrantes en los planos x-y e y-z, con la dirección lateral positiva conformando una terna derecha con las direcciones x de la velocidad media, y z, la vertical. Los resultados fueron simétricos en la componente lateral. En $z/H = 0.7$, fluctuaciones verticales positivas de baja amplitud aparecieron con mayor frecuencia que las negativas, pero sin estar asociadas a una dirección lateral preferencial.

La contribución del análisis por cuadrantes permite detectar algunas características del transporte turbulento de escalares y cantidad de movimiento, sin embargo, debe tenerse en cuenta que el método no dice nada sobre las propiedades espaciales, escalas temporales o información de fase de los patrones del flujo turbulento.

4.2.3 Estadísticas de la turbulencia

La velocidad de fricción, u^* , fue calculada como $u^* = \sqrt{|u'w'|}$ en la capa de corte superior del bosque. Su valor para los distintos intervalos analizados fue 0.436 ms^{-1} para 15.52-16.52 hs, 0.391 ms^{-1} para 23.52-00.52 hs. y 0.589 ms^{-1} para 07.52-08.52 hs.

La intensidad de turbulencia de las fluctuaciones de las tres componentes de la velocidad, definidas como $TI(u_i) = \sigma_i / \bar{U}$, (desvío standard / velocidad media) alcanzaron su máximo en $z/H = 0.7$, con valores mayores que 1 para las tres. Esto se debe principalmente a la baja velocidad media local. El flujo a esta altura se evidencia gobernado por las fluctuaciones de velocidad, más que por las velocidades medias, y los modelos de difusión por gradiente pierden validez. Se demuestra la importancia de las fluctuaciones de velocidad en el flujo dentro del bosque: con niveles de turbulencia por arriba del 50%, se tienen flujos revertidos y laterales una importante fracción del tiempo. Se ve también que las fluctuaciones laterales son, en las mediciones de la tarde, del mismo orden de magnitud que las longitudinales, y mayores en general que las fluctuaciones verticales. Se presentan también en la figura 4.2.3.1 los valores rms (root mean squared, o raíz del valor medio cuadrático, igual al desvío standard σ_i) de las fluctuaciones de velocidad divididas por u^* , para su comparación con otros resultados publicados (Raupach et al²⁹).

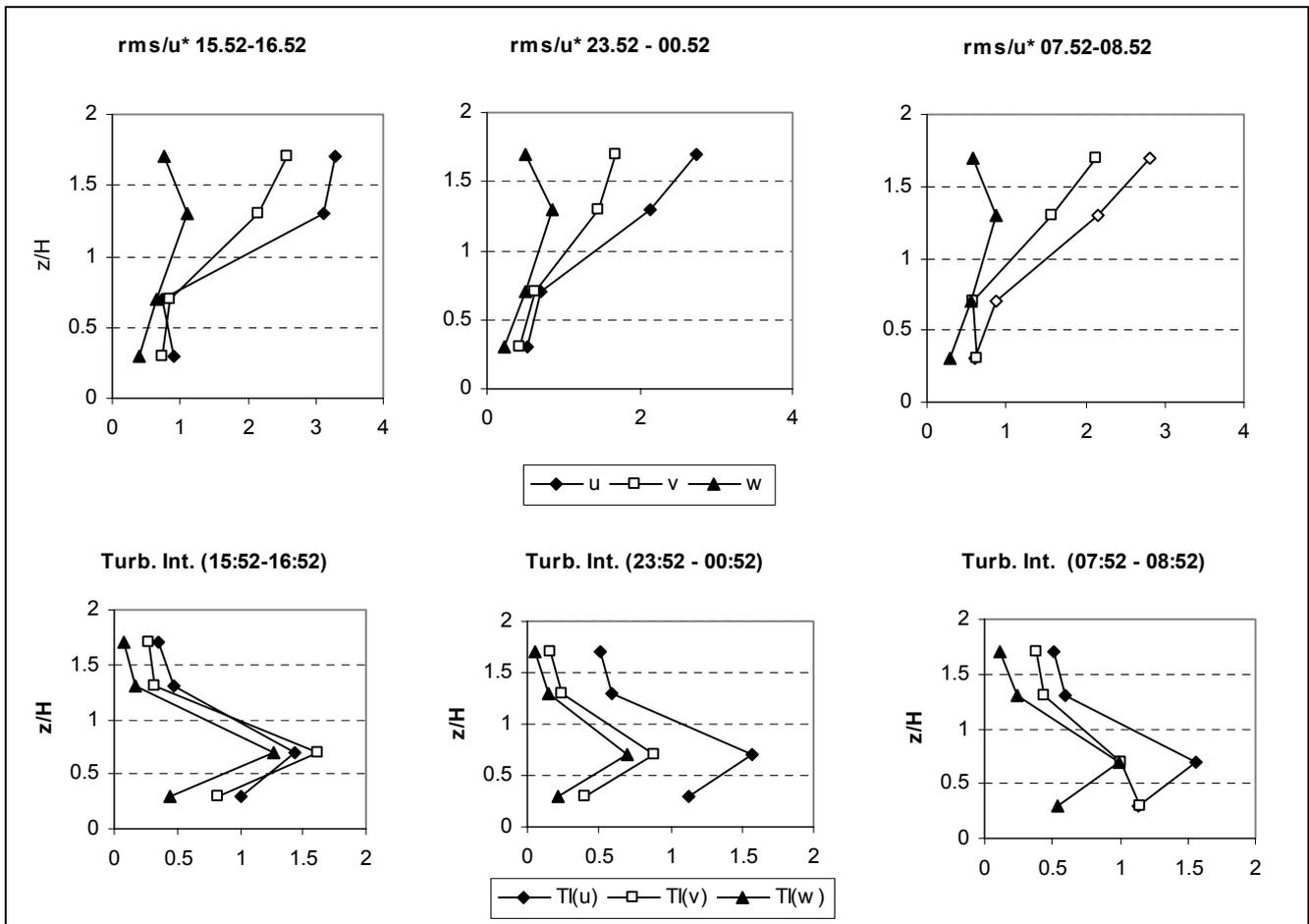


Figura 4.2.3.1: a) valor rms de las componentes de la velocidad y b) intensidad de la turbulencia TI a cuatro alturas

La intensidad de turbulencia de la componente longitudinal no cambia notablemente en los tres intervalos de medición, pero las componentes lateral y vertical se reducen fuertemente de noche (23.52-00.52) y moderadamente en la mañana (7.52-8.52). Este hecho resalta las diferencias en las características de la turbulencia en los distintos momentos del día y en distintas condiciones de estabilidad.

La figura 4.2.3.1 muestra los valores rms de u, v y w (σ_u , σ_v y σ_w), divididos por la velocidad de fricción, u^* . Nuestros resultados muestran los perfiles característicos en buena concordancia con valores publicados de σ_u/u^* , alrededor de 1 dentro del bosque, 0.75 en la región inferior de la vegetación y mayores a 2 por arriba de la misma, y valores de σ_w/u^* , entre 1 y 1.5 en la capa de corte superior y entre 0.2 y 0.5 en la vegetación (Kaimal and

Finnigan¹, Raupach et al²⁹). Sólo el valor de σ_w/u^* en $z/H = 1.7$ es menor que otros resultados publicados. Esta característica se repitió en los tres conjuntos de datos. Los valores de σ_v/u^* , fluctuaciones laterales, se hallan entre los de σ_u/u^* y σ_w/u^* arriba del bosque y cerca del suelo, en $z/H = 0.3$, y son cercanos a los de σ_u/u^* en $z/H = 0.7$.

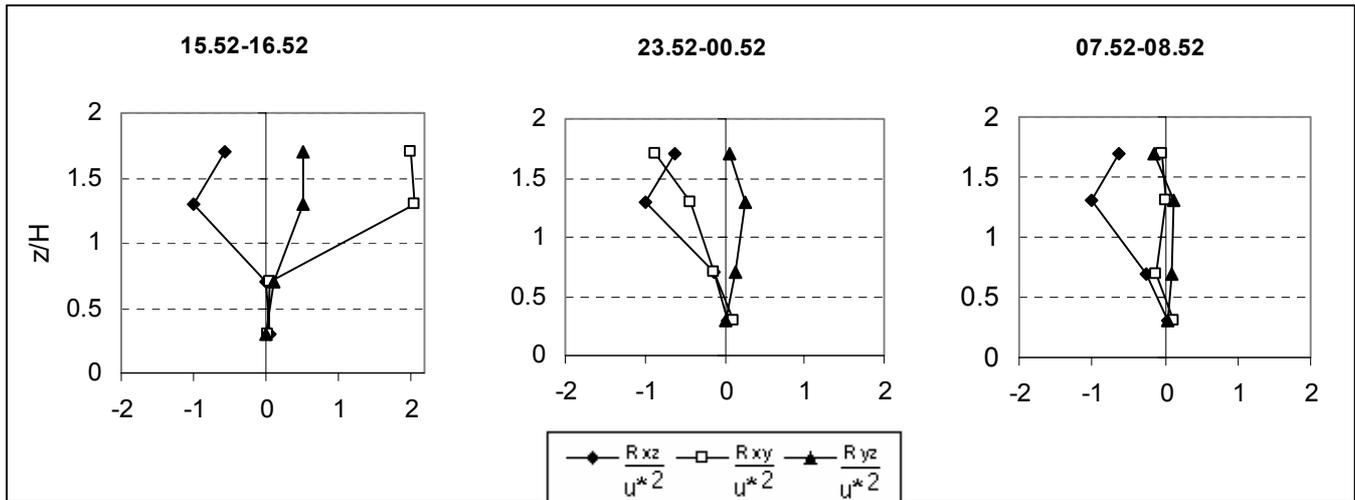


Figura 4.2.3.2: Tensiones de Reynolds en cuatro alturas

Las tensiones de Reynolds, adimensionalizadas con u^{*2} , están graficadas en la figura 4.2.3.2. Las tres componentes decrecen drásticamente dentro del bosque. La componente longitudinal-vertical, R_{xz} , muestra comportamientos distintos en cada medición: en la capa de corte alcanza valores importantes en la medición de la tarde, 15.52-16.52, lo que implica una correlación de signos dominante en las fluctuaciones de las componentes de velocidad, pero esta característica no se repitió en la noche ni en la mañana. La componente lateral-vertical, que puede ser asociada a fluctuaciones de la vorticidad longitudinal, fue marcadamente menor que R_{xz} en la noche y la mañana temprano, pero en las mediciones de la tarde, alcanzó valores del orden del 50 % de R_{xz} .

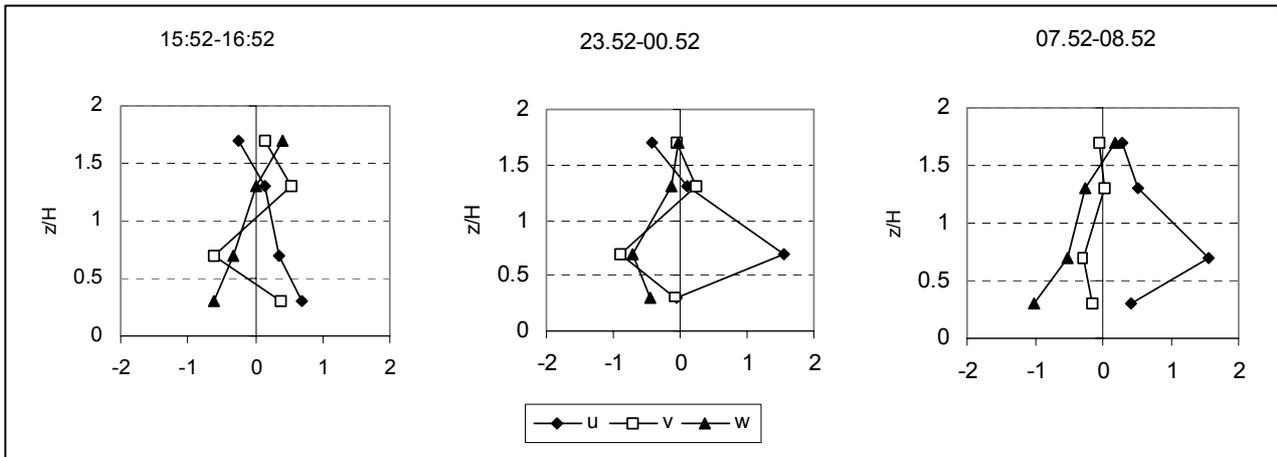


Figura 4.2.3.3: “Skewness” o sesgo de las fluctuaciones de la velocidad en cuatro alturas.

Recordamos que la “skewness”, o sesgo de las fluctuaciones de velocidad, $Sk_u = \frac{\overline{u^3}}{\sigma_u^3}$ $Sk_v = \frac{\overline{v^3}}{\sigma_v^3}$ $Sk_w = \frac{\overline{w^3}}{\sigma_w^3}$, es una indicación de la asimetría de su distribución,

y del signo de sus apartamientos más amplios del valor medio. La naturaleza intermitente de este tipo de flujo se refleja en el comportamiento no Gaussiano de la turbulencia. La combinación de skewness positiva para u y negativa para w indica que las fluctuaciones más intensas son debidas a ráfagas descendentes tipo “barridos”, del IV cuadrante. Los valores reportados ^{1, 29} para distintos tipos de vegetación (figura 4.2.3.3) se agrupan cerca de 1 para Sk_u y -1 para Sk_w en alturas intermedias, pero muestran una gran dispersión cerca del suelo, probablemente debido a las diferentes morfologías de las plantas. El sesgo de la componente lateral debería ser nulo en un entorno y campo fluidodinámico simétrico. Sin embargo, alcanza valores comparables a los de las fluctuaciones longitudinales y verticales. La forma de la curva fue similar en todas las mediciones, por lo que especulamos que esta asimetría en la turbulencia puede estar relacionada con el mismo tipo de asimetrías que originan la torsión del perfil de velocidades medias, o con un sentido predominante en la vorticidad longitudinal local.

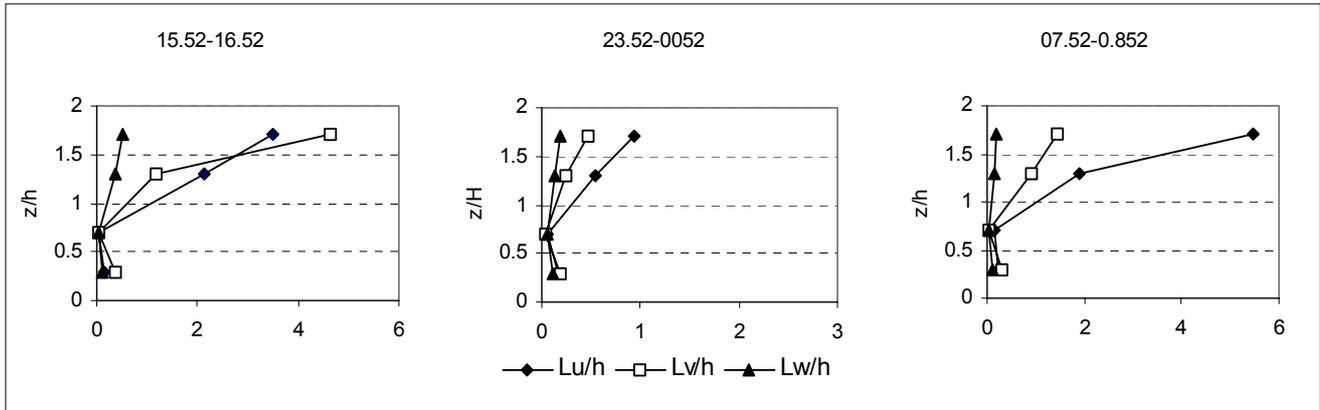


Figura 4.2.3.4: Escalas espaciales de la turbulencia en cuatro alturas

Las escalas espaciales de la turbulencia fueron calculadas a partir de las escalas temporales, como $L_i = \overline{UT}_i$, con la hipótesis de Taylor de “frozen flow”. Las escalas de tiempo fueron aproximadas con $\tau_{1/e}$, el intervalo τ que alcanza el valor $1/e$ en la función coeficiente de autocorrelación¹.

Los gráficos muestran una clara reducción de las escalas de la turbulencia en todas las alturas en la atmósfera estable, durante la noche. Deben remarcarse las distintas escalas en abscisas. Pese a esta reducción en las escalas espaciales durante la noche, las tensiones de Reynolds alcanzan valores similares en los tres periodos analizados.

Es destacable la reducción en todas las escalas espaciales en $z/H = 0.7$, comparadas con las escalas en $z/H = 0.3$.

Cerca de $z/H = 1$, en las mediciones diurnas, los valores de L_u/H y L_w/H se acercan a 1 y $1/3$, en buena concordancia con otros valores publicados^{1, 28, 29}. La escala lateral, L_v/H a la altura del bosque presenta un valor intermedio entre la longitudinal y la vertical. Las fluctuaciones de velocidad lateral son en todas las alturas de mayor escala que las fluctuaciones verticales, y en algunos puntos incluso mayores que las longitudinales. Un análisis más detallado de algunas escalas de la turbulencia en las mediciones de la tarde se presenta más adelante, en el análisis por wavelets en el punto 4.2.5

4.2.4 Análisis espectral

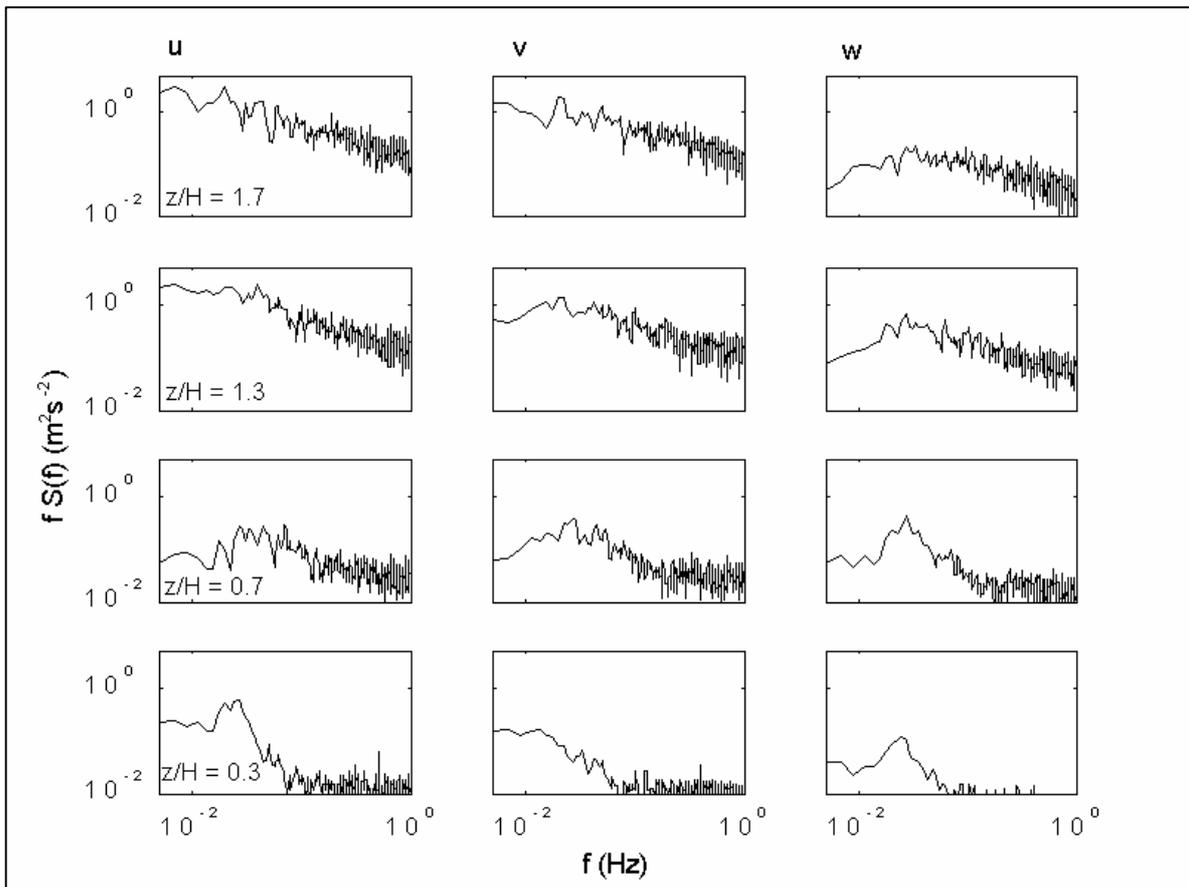


Figura 4.2.4.1: Espectros de las fluctuaciones longitudinales, laterales y verticales a cuatro alturas

Los resultados del análisis espectral se presentan solamente para los datos adquiridos durante la tarde, en el periodo entre las 15.52 y las 16.52 hs.

Tanto el análisis de espectros como el de wavelets muestran que la energía cinética de las fluctuaciones de velocidad lateral sobre y dentro del bosque, es comparable con la de las fluctuaciones longitudinales. El análisis espectral ilustra otras características de este flujo:

- Las fluctuaciones verticales de velocidad en la capa de corte superior del bosque son menos energéticas que las laterales y las longitudinales, particularmente en el rango de bajas frecuencias.

- La intensidad de las fluctuaciones laterales y longitudinales es similar en todas las alturas
- Los efectos viscosos de los elementos del follaje (hojas, ramas) disipan las componentes de alta frecuencia (pequeña escala) de las fluctuaciones de las tres componentes de la velocidad
- El espectro de la componente longitudinal, u , muestra a baja altura una atenuación de las altas frecuencias, pero un aumento en energía de las frecuencias medias y bajas (escalas medias y grandes).
- Las fluctuaciones laterales (v') reducen su energía cerca del suelo en todas las frecuencias, excepto las más bajas (grandes escalas).
- Los espectros de la componente vertical (w') muestran un pico en frecuencias medias (escala de ~ 50 -60 s) en $z/H = 0.7$, cuya amplitud se reduce, pero sigue siendo detectable en $z/H = 0.3$, y coincide con el máximo de energía de la componente longitudinal a esta altura.

4.2.5 Análisis por wavelets

La figura 4.2.5.1 muestra los mapas del cuadrado de la transformada mexican hat de cada componente de velocidad a cada altura, para un registro de velocidad de 15 minutos (900 s) entre las 15.52 y las 16.08

El efecto de filtro del follaje es evidente para las fluctuaciones laterales en el nivel inferior del bosque.

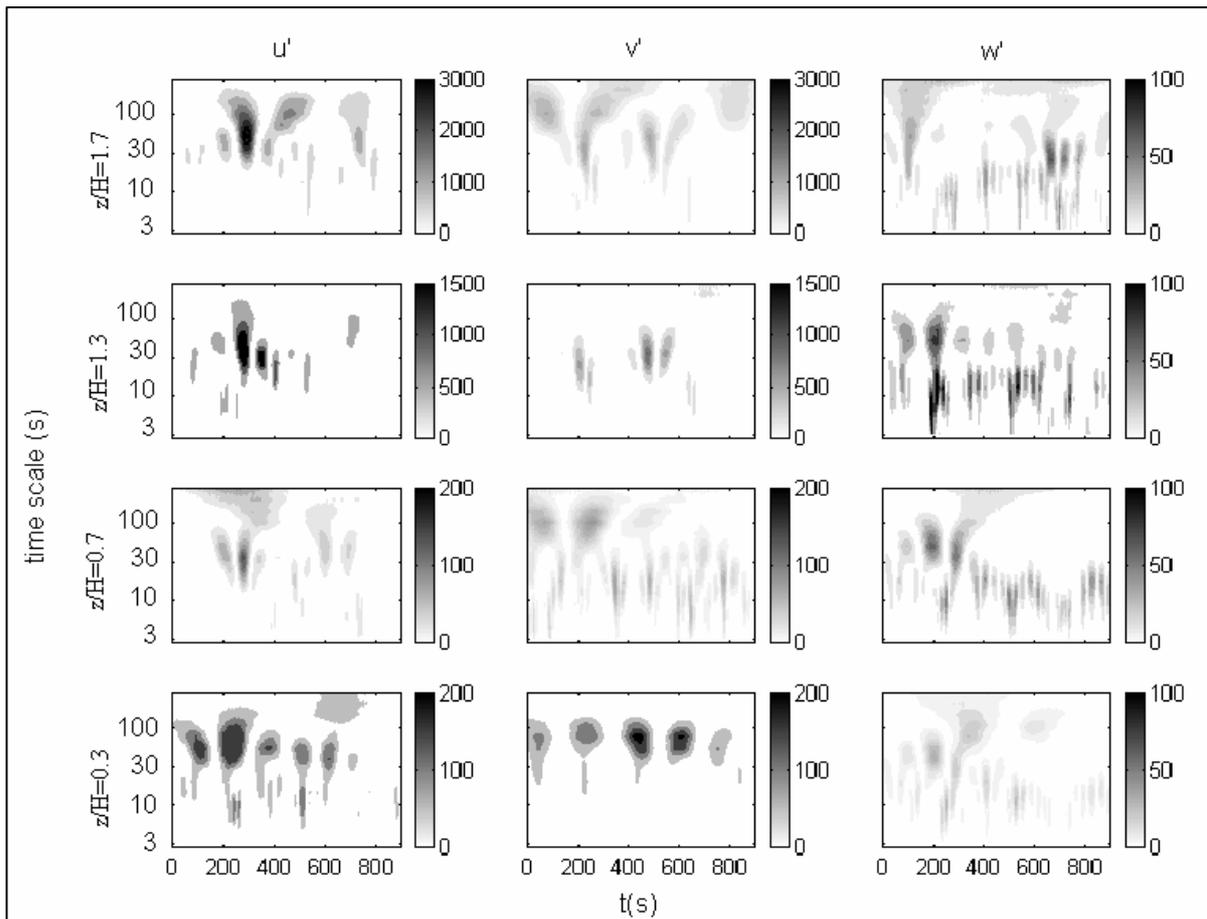


Figura 4.2.5.1: Transformada wavelet (al cuadrado) de u , v y w a cuatro alturas.

En contraste con la energía de las fluctuaciones longitudinales y laterales, la que se reduce drásticamente dentro del bosque, las oscilaciones verticales muestran niveles de energía similares en todas las alturas de medición, con un incremento moderado en $z/H = 1.3$ pero del mismo orden de magnitud que a baja altura.

La escala temporal de 10 s, correspondiente a una escala espacial de $\sim H$ aparece como la más energética para las fluctuaciones verticales de velocidad en todas las alturas. Esta escala es también energética para las fluctuaciones laterales en la región de follaje denso, en $z/H = 0.7$, con niveles de energía comparables a los de la mayor escala, de 50 a 100 s. En $z/H = 0.3$ la velocidad lateral muestra fluctuaciones intermitentes de gran escala (~ 100 s). La escala espacial correspondiente, evaluada en función de la velocidad media de la

capa de corte, es del orden de $10 H$, la que es reconocida como una escala típica de oscilaciones en la capa de corte, y la distancia media entre los remolinos de escala H que allí se originan²⁹. Según el mapa de wavelets, estas fluctuaciones laterales están organizadas en oscilaciones energéticas de baja frecuencia, en lo que puede interpretarse como un movimiento similar al oleaje lateral que se produce en un recipiente abierto lleno parcialmente de líquido (“sloshing type flow”). El mapa de wavelets para u a la misma altura muestra movimientos energéticos de la misma escala, sugiriendo el acoplamiento de las fluctuaciones laterales y longitudinales en movimientos horizontales organizados de gran escala. Estos movimientos pueden ser causados por la penetración de la estructuras, o bien por la oscilación del flujo en la capa de corte superior.

La energía de las fluctuaciones longitudinales muestra una contribución importante de las mencionadas oscilaciones de gran escala, y también de la escala menor de alrededor de $10s$, lo que sugiere la contribución de los vórtices transversales de escala espacial H . La energía de las fluctuaciones verticales a baja altura está también concentrada en ambas escalas: 10 y $50-100 s$.

4.2.6 Correlaciones cruzadas

4.2.6.1 Correlaciones cruzadas locales

La figura 4.2.6.1 muestra los máximos valores de correlación cruzada entre las distintas componentes de la velocidad a cada altura. No todos los máximos se obtuvieron con cero retardo temporal.

Los signos de la correlación longitudinal-vertical C_{uw} , que alcanza el valor de 50% a baja altura, revelan la presencia de intensos remolinos transversales. Las correlación entre fluctuaciones laterales y verticales es más débil, sugiriendo la presencia de vórtices longitudinales de menor energía. El retardo de 25 segundos entre la las componentes de velocidad horizontal u y v a baja altura refuerza la hipótesis de oscilaciones lentas en esta región.

Es significativo el cambio de signo entre $z/H = 0.7$ (follaje) y $z/H = 0.3$ (troncos) de todas las correlaciones cruzadas. Recordemos que correlaciones $u-w$ positivas corresponden (para cero retardo) a fluctuaciones de los cuadrantes primero y tercero (QI y QIII). La correlación de componentes horizontales, C_{uv} , se pierde en la región de follaje. Los movimientos horizontales del aire a baja altura parecen independientes de lo que ocurre en esta región, aun cuando aparece una modulación por la penetración vertical de eventos de la capa de corte superior, y posibles interacciones entre componentes de la vorticidad y los gradientes de velocidad.

Las correlaciones que involucran a la componente lateral no son tan altas. El cambio de signo en la correlación lateral-vertical C_{vw} , similar al de C_{uw} , sugiere que algunas fluctuaciones pueden seguir un patrón de vorticidad longitudinal. La figura 4.2.6.2 muestra los valores de correlación cruzada de componentes horizontales C_{uv} a baja altura, para distintos retardos: la correlación crece desde casi 0 en valores simultáneos hasta un 20% con 25 segundos de retardo. Se aprecian también modulaciones de la correlación con la escala temporal de las fluctuaciones laterales.

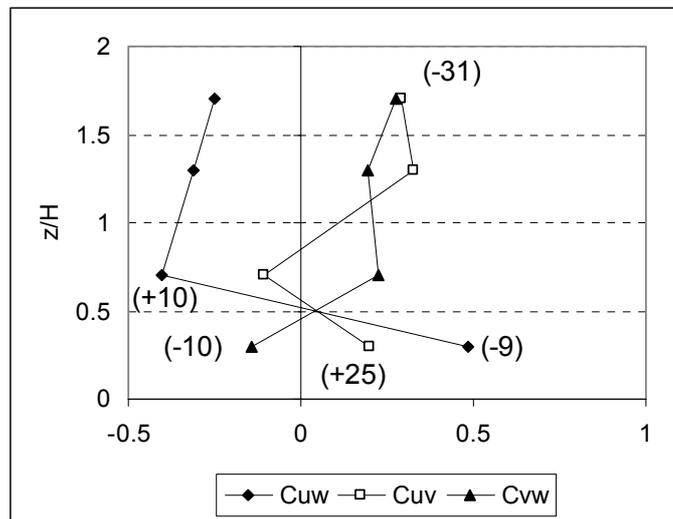


Figura 4.2.6.1: Máximas correlaciones cruzadas $C_{u_i u_j}$ a cuatro alturas. Entre paréntesis, retardo en segundos para máxima correlación (u_j with resp. to u_i)

Notables cambios en el signo de las correlaciones cruzadas aparecen entre $z/H = 0.7$ (follaje) y $z/H = 0.3$ (troncos). Mientras que para la correlación longitudinal-vertical C_{uw} este hecho está relacionado a remolinos de escala H , para C_{uw} y C_{uv} , sugiere que las fluctuaciones laterales siguen patrones de vorticidad longitudinal.

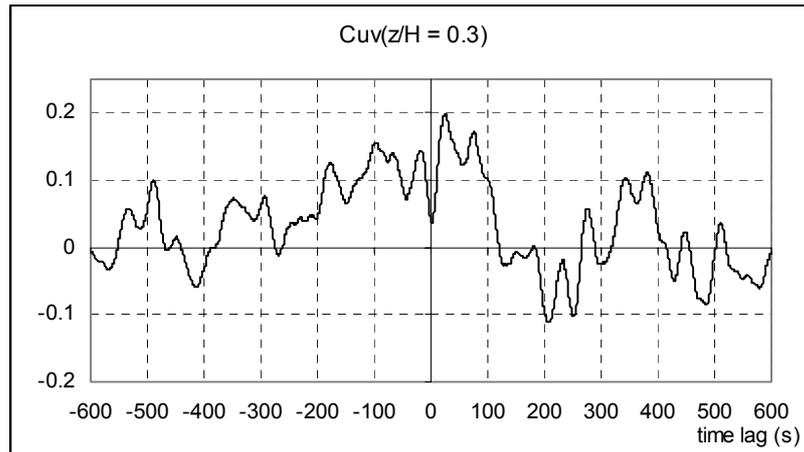


Figura 4.2.6.2: Correlación cruzada de componentes horizontales C_{uv} a $z/H = 0.3$.

Hora 15:52

4.2.6.2 Correlaciones cruzadas con la capa de corte

Se puede obtener más información sobre la estructura de la turbulencia analizando las correlaciones cruzadas de las componentes instantáneas de la velocidad en toda la altura del bosque, con la capa de corte superior, la región más energética del flujo, y zona de inestabilidades que originan muchas de las estructuras organizadas que dominan la turbulencia en este flujo. La figura 4.2.6.3 muestra las correlaciones cruzadas de las componentes de la velocidad a distintas alturas con u , v y w respectivamente en la capa de corte, en $z/H = 1.3$. Por ejemplo, la notación $C_u(1.3)v(z)$ expresa la correlación entre la velocidad longitudinal u en la capa de corte, en $z/H = 1.3$, con la velocidad lateral v en el punto de altura z . Los números entre paréntesis indican el retardo para alcanzar la máxima correlación, en los casos en que no es 0.

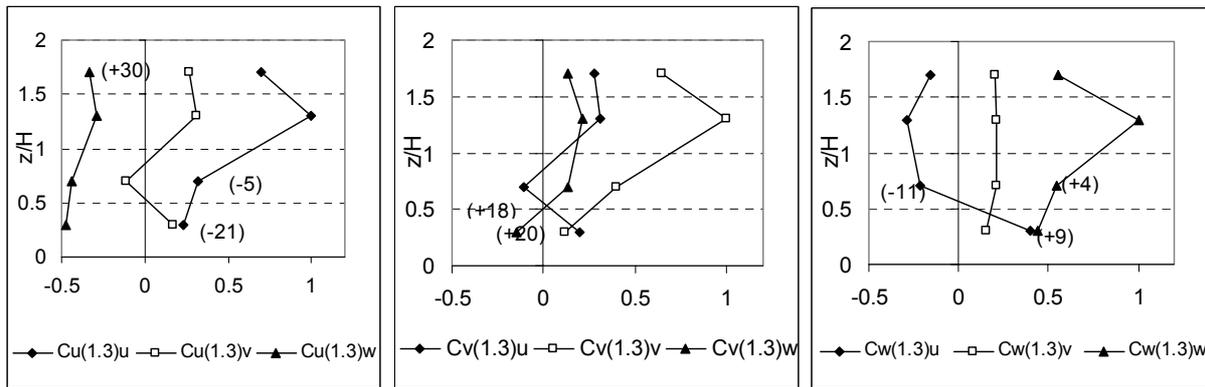


Figura 4.2.6.3: Correlaciones cruzadas con las componentes de la velocidad en la capa de corte $Cu_i(1.3)u_j$. (El número entre paréntesis es el retardo en segundos para la máxima correlación)

La figura 4.2.6.3 a) muestra que las fluctuaciones verticales w' en toda la altura del bosque alcanzan altos valores de correlación con las longitudinales u' en $z/H = 1.3$, valores mayores incluso que la correlación longitudinal-longitudinal $Cu(1.3)-u(z)$.

La componente vertical, w está correlacionada positivamente en toda la altura del bosque con $w(1.3)$. Es una indicación de que las fluctuaciones verticales pueden estar originadas en estructuras de escala espacial H , la altura de la vegetación. Las componentes longitudinal y lateral también están correlacionadas positivamente, aunque más débilmente en toda la altura del bosque. Los coeficientes de correlación cruzada generadas por movimientos de mayor escala son más débiles, aunque pueden detectarse en la modulación de aprox. 100 segundos en algunas señales (p. ej. fig. 4.2.6.2)

$Cu(1.3)w$ (longitudinal en 1.3, vertical en distintas alturas) es negativa a través de la vegetación y por arriba de ella, generando en la capa de corte las tensiones de Reynolds negativas del segundo y el cuarto cuadrantes. Debe recalcarse que las fluctuaciones verticales en la región inferior del bosque están más correlacionadas con $u(1.3)$ ($Cu(1.3)w(0.3) = -0.5$) que las fluctuaciones verticales en la misma capa de corte ($Cu(1.3)-w(1.3) = -0.3$): un signo inequívoco de la presencia de estructuras organizadas. La correlación longitudinal $Cu(1.3)-u(z)$ decrece hacia el suelo, y las fluctuaciones laterales no presentan correlación significativa con las fluctuaciones de la capa de corte.

Las correlaciones cruzadas con las fluctuaciones en la capa de corte confirman, en resumen, la presencia de estructuras organizadas transversales (en el plano $x-z$, altos valores de correlación $u-w$ en las distintas alturas). Los bajos valores de correlaciones cruzadas que involucran las fluctuaciones laterales con la capa de corte parecen confirmar la relativa independencia de los movimientos laterales-longitudinales de gran escala en la región inferior del bosque.

5. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Se detallan y discuten en este trabajo las características de la turbulencia atmosférica en el bosque de Solling. La estructura de la turbulencia en el viento en bosques es localmente no simétrica y altamente tridimensional. El análisis de los datos de campo describe aspectos de estructuras vorticosas de eje longitudinal y transversal. Los resultados confirman reportes previos en el comportamiento de las fluctuaciones longitudinales y verticales, y describen aspectos de las fluctuaciones laterales, su contribución al flujo transversal y su conexión con las estructuras fluidodinámicas de gran escala en el seno del bosque. Mientras que los procedimientos comunes de promediación espacial llevan a resultados simétricos en las componentes laterales, el flujo lateral juega localmente un rol importante en el movimiento turbulento del aire en el seno del bosque. El comportamiento de las fluctuaciones longitudinales y verticales ha sido bien establecido en la analogía de capa de corte propuesta por Raupach et al²⁹: la estructura de la turbulencia dentro de la vegetación está fuertemente influenciada por vórtices transversales de escala H , que son convectados por la corriente exterior manteniendo entre sí distancias de $\sim 10 H$, interactuando con vórtices longitudinales en la capa de corte del bosque. Hallamos que los movimientos laterales en la región inferior del bosque tienen una intensidad comparable con los movimientos longitudinales de gran escala, y muestran un grado considerable de organización. Las fluctuaciones laterales de velocidad por debajo de la región de denso follaje muestran concentraciones de energía en las escalas de 6 a 10 H , con cierto acoplamiento con las fluctuaciones longitudinales de baja frecuencia, hecho que sugiere la influencia en el flujo lateral de las ondas de gran escala de la capa de corte. Puede inferirse la conexión entre estas ondas y mecanismos de penetración vertical de los vórtices longitudinales.

La falta de simetría lateral evidenciada en el perfil de velocidades medias, los altos valores de sesgo (skewness) y las componentes del tensor de Reynolds R_{xy} y R_{yz} confirman un sentido preferencial de la vorticidad longitudinal local.

Los resultados del análisis bidimensional de velocidades en dos puntos ($z/H = 1.3$ y $z/H = 0.07$), confirman la existencia de dos tipos de movimientos interrelacionados en la atmósfera superior del bosque:

- 1) *Movimientos de gran escala espacial, independientes del tipo de rugosidad*, promovidos por la distribución vertical de velocidades con un punto de inflexión debido a la presencia de los árboles. Las perturbaciones moduladas por este movimiento alcanzan intermitentemente las regiones inferiores del bosque, debido a su gran energía y escala, comparado con la atmósfera relativamente calma en las cercanías del suelo.
- 2) *Estructuras intermitentes de escala H, promotoras de procesos de transporte vertical*. Estas estructuras, del tipo de las reportadas por Gao et al⁶⁰, originadas por las perturbaciones de la capa superior, inyectan cantidad de movimiento desde la capa de corte hacia los niveles inferiores.

El flujo en las cercanías del suelo exhibe un comportamiento particular. Su velocidad media es pequeña, y las amplitudes de las fluctuaciones horizontales son significantes con relación a ella. Son frecuentes los periodos de flujo revertido. Del análisis de la distribución vertical de estadísticas de la turbulencia, Finnigan²⁸ reporta que en la región inferior de la vegetación los valores de σ_w/u_* parecen agruparse en torno a 0.75. Concluye que esto indica una presencia importante de movimientos horizontales periódicos (“sloshing type motions”), pero observa también que estos movimientos no parecen asociados significativamente al transporte vertical de cantidad de movimiento. En esta evaluación de la turbulencia dentro del bosque, confirmamos la existencia de movimientos similares en el punto de medición inferior, y constatamos adicionalmente la ocurrencia de eventos intensos relacionados con fenómenos de transporte vertical. Estos eventos están asociados a características energéticas particulares de la capa de corte superior. Parece razonable definir la existencia de una región cercana al suelo: la capa de follaje inferior, que exhibe las características de flujo descritas. Dentro de esta capa, aparecen movimientos oscilantes longitudinales y laterales, produciendo tensiones de corte (shear) variables. El espesor de esta capa debería estar determinado por las características de los remolinos, por lo tanto, su límite superior tenderá a ser ondulado.

También hallamos en este análisis que los remolinos de escala H, que conectan la capa de corte superior con el nivel del suelo, comienzan con una fluctuación longitudinal negativa en este nivel. La imagen que emerge de la evaluación de estos datos corresponde a una capa

de corte superior del bosque, en la que las velocidades horizontales se relacionan con las oscilaciones predominantes de gran escala, con eventos intermitentes de escala H que inyectan cantidad de movimiento en las capas inferiores de la vegetación.

La pregunta que surge sobre los mecanismos involucrados en esta penetración de fluido y cantidad de movimiento desde la capa de corte es: ¿qué cambios cualitativos en el flujo cerca del suelo están conectados con cambios en la capa de corte?

El análisis por wavelets provee evidencia de que cuando ocurre un evento energético en los niveles inferiores, este evento aparece relacionado con fenómenos simultáneos de gran escala en la capa de corte superior. Por otra parte, no todas las oscilaciones en la capa de corte son capaces de inducir un evento que penetre hasta tal cercanía del suelo. El pico de máxima correlación cruzada de velocidad longitudinal a ambas alturas indica que fluctuaciones de u ocurren antes en la baja capa de vegetación que en la capa de corte superior. Efectos similares son comentados en ²⁸. Podemos por lo tanto interpretar que un remolino típico que abarca toda la altura H del bosque es precedido, o iniciado, por una deceleración longitudinal cerca del suelo, probablemente desencadenada por las perturbaciones del campo de presión ocasionadas por el movimiento de las estructuras vorticosas presentes en la capa de corte.

El hecho de que los eventos energéticos a baja altura estén asociados a características de la capa de corte superior, sugiere que su generación puede ser disparada por perturbaciones desde arriba. La casi simultánea ocurrencia de algunas características del flujo en ambos niveles sugiere mecanismos de propagación rápida y la posible contribución de campos de presión. La conexión entre las variaciones de presión y el campo de velocidad en los niveles inferiores de la vegetación fue también sugerido por Holland⁶⁸, y validada por Shaw y Hang⁶⁹, quienes encontraron evidencia experimental de procesos de flujo turbulento dentro del bosque, forzados por los campos de presión no estacionarios. Por lo tanto, conjeturamos que los gradientes variables de presión del flujo superior pueden ser la perturbación capaz de desencadenar los eventos de transporte en la capa inferior del bosque. Si bien la presión en dirección normal a la corriente media no es constante, como en la teoría de capa límite, consideramos que las fluctuaciones de presión en la capa de corte, inducidas por las oscilaciones de gran escala presentes en la misma, influyen toda la altura del bosque.

Por otra parte, del análisis de mediciones tridimensionales en cuatro puntos observamos que aparecen cambios significativos en el flujo entre la región del follaje, a $z/H = 0.7$ y la de los troncos en $z/H = 0.3$. El perfil de velocidades medias presenta un mínimo local en $z/H = 0.7$, y aumenta su valor por debajo de esta altura. La componente lateral media, referida a la dirección del viento en el punto más alto de medición, cambia de signo entre las copas y los troncos. Las escalas integrales de turbulencia en la zona del follaje son menores para las fluctuaciones 3-D de velocidad, que en las cercanías del suelo. Curiosamente el follaje actúa como un filtro para las fluctuaciones horizontales de alta energía presentes en la capa de corte, pero no para las fluctuaciones verticales, que conservan su energía a través de toda la altura del bosque.

Cerca del suelo, la energía de las fluctuaciones laterales está concentrada en oscilaciones de gran escala, con una frecuencia relacionada a la escala espacial de $10 H$, la distancia hallada por Raupach et al ²⁹. entre remolinos transversales consecutivos en la capa de corte. Esta escala también presenta niveles altos de energía en las fluctuaciones longitudinales en esta región, es decir que es representativa de los movimientos horizontales a baja altura.

La correlación de las fluctuaciones laterales en el seno del bosque con aquellas de la capa de corte es muy pobre, reforzando la hipótesis de un desacoplamiento de los movimientos laterales en la región inferior con los de la capa superior, excepto tal vez por la influencia de las ondas de longitud $10 H$, que pueden actuar mediante campos de presión en todo el bosque.

El cambio de signo de la componente lateral de velocidad y de las correlaciones cruzadas entre $z/H = 0.7$ y $z/H = 0.3$ sugiere fuertemente la presencia de vorticidad longitudinal no estacionaria en esta zona.

Esta vorticidad debe interactuar con la vorticidad transversal de las estructuras organizadas de escala H que abarcan toda la altura del bosque. Las oscilaciones de las componentes longitudinal y lateral en $z/H = 0.3$ definen en el bosque una región inferior de movimientos horizontales de gran escala, probablemente limitada por el borde de las copas de los árboles. Por otra parte, debajo de las copas y del mínimo local de velocidad que éstas imponen, las estelas de los troncos introducen vorticidad de eje vertical en el flujo. Las fluctuaciones de velocidad horizontal producen gradientes verticales no estacionarios de u y v , que promueven la inclinación de las estructuras vorticosas en el flujo. La vorticidad de

eje vertical introducida en las estelas de troncos es inclinada por los gradientes verticales de u y v y contribuye, junto con la penetración vertical de flujo, a formar estructuras vorticosas longitudinales que especulamos que pueden tener una configuración similar, pero escala mucho mayor a los vórtices longitudinales reportados por Jiménez⁷⁰, los que alternan en la capa límite turbulenta con trazas de baja velocidad (low velocity streaks). En nuestro caso, los vórtices longitudinales son modulados por la penetración periódica de remolinos transversales originados en la capa de corte superior, y esto produce las oscilaciones de gran escala y alta energía de la componente lateral y el cambio de signo de las correlaciones cruzadas longitudinal-lateral y vertical-lateral en el seno del bosque. Es apropiado recordar las discusiones de Raupach et al⁷¹ y Bergström y Högström⁶⁷, sobre el rol que desempeñan elementos aislados de la rugosidad (árboles en este caso), en la generación de “vórtices herradura” (horseshoe vortices). Estos vórtices se doblan alrededor de los elementos y se extienden corriente abajo, ascendiendo, oscilando y finalmente desintegrándose en el flujo turbulento. Parece factible que mecanismos del tipo descrito por Shabaka et al⁷² para la generación de vórtices longitudinales en flujos de corte, actúen en este flujo.

Resultados actuales de investigación de la estructura de la turbulencia en la capa límite atmosférica⁷³ identifican regiones de baja velocidad creadas por vórtices cuasi longitudinales que advectan fluido desde abajo. Las velocidades inducidas por estos remolinos cambian durante el pasaje de remolinos transversales. Una característica interesante de estos flujos, que alienta la conjetura de la semejanza entre zonas calmas cerca del suelo en la atmósfera del bosque y las trazas de baja velocidad en la turbulencia de capa límite, es el hecho de que la generación de zonas de calma no depende de la cercanía de la pared, sugerido por las observaciones de Lam y Banerjee⁷⁴ en interfases con corte, y de Lee et al⁷⁵ en flujos con corte uniforme. Estos y otros autores consideran que la existencia de un gradiente de velocidad adecuado es crucial para el desarrollo de pares de vórtices longitudinales y trazas de baja velocidad (figura 5.1).

La velocidad media presenta gradientes reducidos de velocidad en el seno del bosque. Sin embargo, debido a la intensidad y duración de las fluctuaciones de velocidad, estas estructuras pueden generarse por los gradientes no estacionarios.

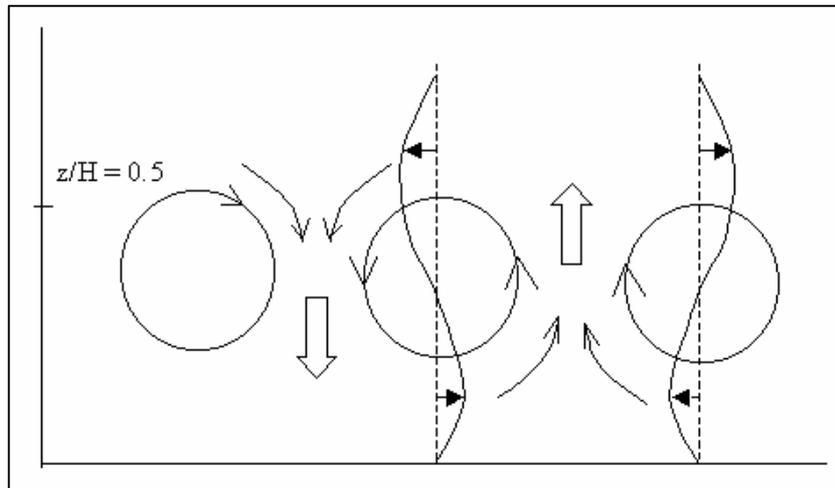


Figura 5.1: Esquema de vórtices longitudinales dentro del bosque

La región inferior del bosque, en la que se desarrolla la así llamada “turbulencia inactiva” presenta frecuentes periodos de flujo revertido y cambio de signo en la componente lateral. El carácter extremadamente fluctuante del flujo, reflejado en los altos valores de intensidad de la turbulencia, es incompatible con consideraciones referidas a gradientes de velocidad media, de modo que incluso los modelos convencionales de transporte basados en los débiles gradientes medios no parecen realistas en esta región. En consecuencia, a alturas moderadas y bajas, el concepto de “longitudinal” debe ser tomado con precaución, teniendo en cuenta la dirección altamente variable de este flujo relativamente lento. Por lo tanto, parece razonable imaginar que los vórtices “longitudinales” presenten ejes curvos en una u otra dirección.

Adicionalmente a la estructura tipo capa de corte del flujo en la vegetación propuesto en Raupach et al²⁹, y Finnigan²⁸, los resultados de este trabajo sugieren el siguiente esquema para la estructura de la turbulencia a alturas intermedias y bajas:

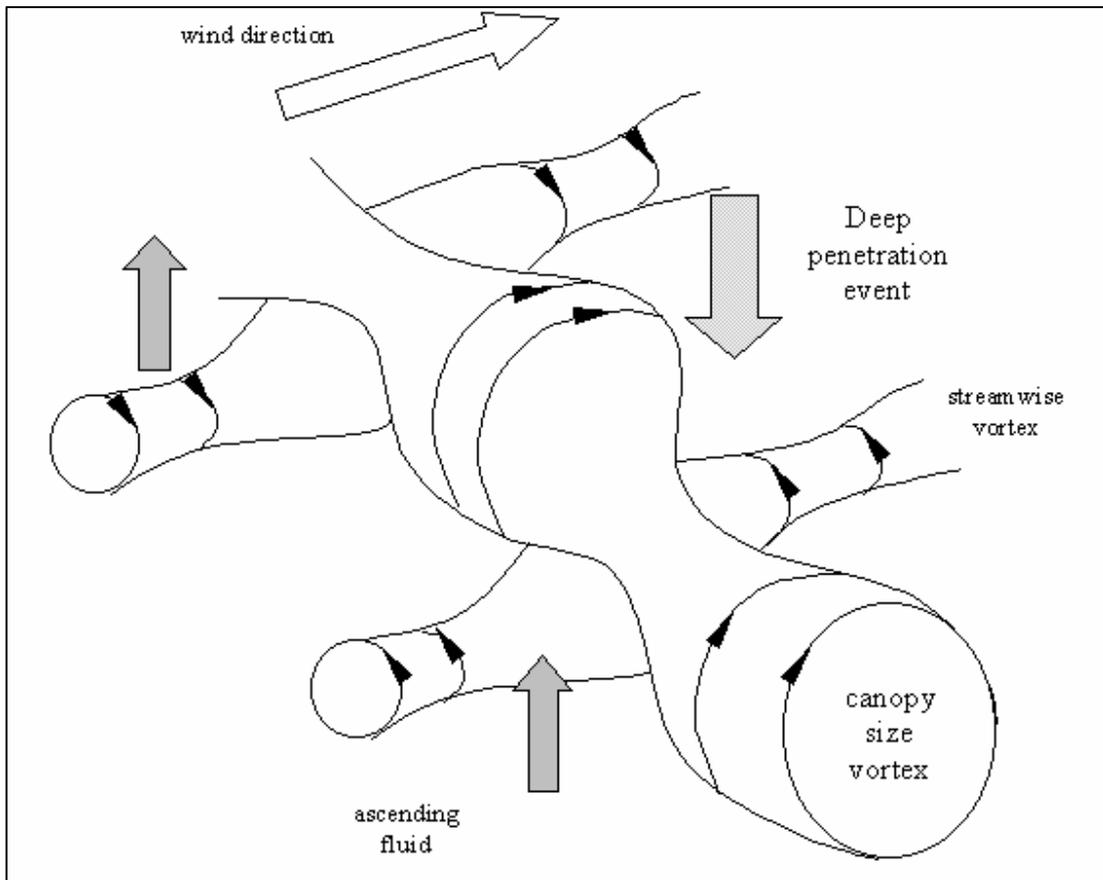


Figura 5.2: Esquema de la interacción tridimensional de vórtices en el bosque

- Una región situada en el entorno de $z/H = 0.5$, en la que pares de vórtices longitudinales no estacionarios inducen flujos laterales y verticales, levantando y bajando aire en los espacios intermedios. El flujo ascendente levanta aire calmo desde cercanías del suelo, generando regiones de baja velocidad entre y sobre los vórtices. Cada tanto ocurren eventos particulares en los que la región de flujo descendente debida a los vórtices coincide con el flujo descendente de los remolinos transversales de escala H . En estos periodos se logra la máxima penetración de flujo de la capa de corte en el seno del bosque.
- En las cercanías del suelo consideramos la existencia de regiones de flujo con oscilaciones lentas horizontales: fluctuaciones laterales y longitudinales

relativamente acopladas. Los eventos mencionados de penetración de flujo de la capa de corte proveen cantidad de movimiento para estas oscilaciones.

- c) Los remolinos transversales de escala H interactúan con las estructuras vorticosas longitudinales, produciendo su estrechamiento e inclinación. La vorticidad local es intermitentemente intensificada o reducida e inclinada, introduciendo componentes verticales que alimentan a su vez las velocidades longitudinales y laterales. La figura 5.2 intenta ilustrar esquemáticamente esta interacción.

6. CONCLUSIONES

Se presentan en el trabajo algunos aspectos bi- y tridimensionales de la turbulencia en el seno y entorno de un bosque de coníferas. Los resultados obtenidos en mediciones en el plano x-y muestran excelente concordancia con los reportados por otros autores. Entre las contribuciones del presente trabajo, se introduce un análisis de la evolución temporal de los remolinos transversales que penetran toda la altura del bosque, que muestra que son precedidos por una aceleración negativa del flujo en la región inferior.

Los resultados en 3-D muestran que la estructura del viento es localmente no simétrica y altamente tridimensional. Los movimientos laterales dentro del bosque son de intensidad comparable a los longitudinales de gran escala ($\sim 6H$ a $10 H$) y muestran un grado considerable de organización. En la región inferior, limitada por la base de las copas de los árboles, los movimientos horizontales son alimentados y modulados por la penetración vertical de los vórtices transversales de escala H originados en la capa de corte. Esto origina la formación de estructuras de vorticidad longitudinal que realimentan a estos vórtices transversales a través de mecanismos de estrechamiento (“stretching”) y engrosamiento, e inclinación (“tilting”) de los mismos, favoreciendo los movimientos verticales del flujo, creando zonas de flujo ascendente y descendente.

De todos los resultados obtenidos se confirma que los modelos clásicos de transporte por gradiente y difusión, que no consideran las estructuras de la turbulencia, deben ser, si no invalidados, por lo menos fuertemente cuestionados en este tipo de atmósfera,

Ya que una parte importante del transporte vertical está asociado a vorticidad longitudinal, y por lo tanto al campo de velocidad lateral, es de interés obtener una comprensión más profunda de la configuración 3-D del flujo a través de experimentos de campo adecuados. Se requiere aún el análisis de un mayor conjunto de datos para cuantificar el transporte vertical asociado con las fluctuaciones laterales del flujo, y para establecer el rol dinámico del flujo lateral y la vorticidad longitudinal en el patrón global del flujo en el bosque.

Futuros experimentos, con una adecuada distribución espacial de anemómetros, permitirán obtener mayores conjuntos de datos, para mejorar la información sobre la real forma y la dinámica de las estructuras fluidodinámicas dentro del bosque, de forma de elaborar mejores modelos con capacidad predictiva.

APÉNDICE

Apéndice: Estadísticas de la Turbulencia a cuatro alturas

Hora: 15.52-16.52	h=10	h=20	h=38	h=50
z(m)	10	20	38	50
Vmedia (m/s)	0.3874	0.2291	2.8786	4.0131
Desvío c/resp h=50	14	-15	-10	0
Vlong	0.3759	0.2213	2.8349	4.0131
Vlat	0.0937	-0.0593	-0.4999	0.0000
Vm/V(h)	0.1462	0.0865	1.0865	1.5147
u*(m/s)			0.4363	
rms(u) (m/s)	0.3928	0.3277	1.3580	1.4337
rms(v) (m/s)	0.3202	0.3714	0.9437	1.1214
rms(w) (m/s)	0.1701	0.2890	0.4869	0.3340
rms(u)/u*	0.9002	0.7510	3.1122	3.2857
rms(v)/u*	0.7338	0.8512	2.1627	2.5700
rms(w)/u*	0.3898	0.6623	1.1159	0.7654
IT(u)	1.0139	1.4304	0.4718	0.3573
IT(v)	0.8265	1.6211	0.3278	0.2794
IT(w)	0.4391	1.2615	0.1691	0.0832
Rxz (m/s)^2	0.0119	-0.0012	-0.1904	-0.1076
Rxy (m/s)^2	0.0076	0.0106	0.3921	0.3838
Ryz (m/s)^2	0.0025	0.0201	0.0967	0.0983
Rxz/(rms(u)rms(w))	0.0303	-0.0037	-0.1402	-0.0751
Rxy/(rms(u)rms(v))	0.0237	0.0285	0.4155	0.3423
Ryz/(rms(v)rms(w))	0.0147	0.0696	0.1986	0.2943
Rxz/u* ²	0.0625	-0.0063	-1.0002	-0.5653
Rxy/u* ²	0.0399	0.0557	2.0598	2.0162
Ryz/u* ²	0.0131	0.1056	0.5080	0.5164
dV/dz		-0.0212	0.0020	
dU/dz		0.0878	0.1264	
Long. M-O (m)			-101.2000	
z/L	-0.0988	-0.1976	-0.3755	-0.4941
Skew(u)	0.6984	0.3587	0.1448	-0.2380
Skew(v)	0.3803	-0.6250	0.5297	0.1383
Skew(w)	-0.6184	-0.3297	0.0007	0.4136
Kurt(u)	3.7249	4.7584	2.4522	2.9188
Kurt(v)	3.2953	5.7115	3.8616	3.1938
Kurt(w)	3.6198	3.4307	3.7081	3.5593
Altura/h bosque	0.3	0.7	1.3	1.7
V(h)=(V(38)-V(20))/18	2.6495			

Hora: 23.52-00.52	h=10	h=20	h=38	h=50
z(m)	10	20	38	50
Vmedia (m/s)	0.4205	0.2743	2.3355	4.0448
Desvío c/resp h=50	26	-26	-8	0
Vlong	0.3779	0.2465	2.3128	4.0448
Vlat	0.1843	-0.1202	-0.3250	0.0000
Vm/V(h)	0.2040	0.1331	1.1331	1.9624
u*(m/s)			0.3910	
rms(u) (m/s)	0.2039	0.2778	0.8339	1.0691
rms(v) (m/s)	0.1670	0.2439	0.5687	0.6544
rms(w) (m/s)	0.0910	0.1928	0.3340	0.1991
rms(u)/u*	0.5215	0.7104	2.1326	2.7341
rms(v)/u*	0.4271	0.6237	1.4544	1.6736
rms(w)/u*	0.2327	0.4931	0.8542	0.5092
IT(u)	0.4849	1.0128	0.3571	0.2643
IT(v)	0.3971	0.8892	0.2435	0.1618
IT(w)	0.2164	0.7029	0.1430	0.0492
Rxz (m/s)^2	0.0047	-0.0193	-0.1529	-0.0947
Rxy (m/s)^2	0.0186	-0.0224	-0.0647	-0.1339
Ryz (m/s)^2	0.0037	0.0210	0.0377	0.0101
Rxz/(rms(u)rms(w))	0.0231	-0.0695	-0.1834	-0.0886
Rxy/(rms(u)rms(v))	0.1114	-0.0918	-0.1138	-0.2046
Ryz/(rms(v)rms(w))	0.0407	0.1089	0.1129	0.0507
Rxz/u*^2	0.0307	-0.1262	-1.0001	-0.6194
Rxy/u*^2	0.1217	-0.1465	-0.4232	-0.8758
Ryz/u*^2	0.0242	0.1374	0.2466	0.0661
dV/dz		-0.0182	0.0040	
dU/dz		0.0691	0.1266	
Long. M-O (m)			153.8600	
z/L	0.0650	0.1300	0.2470	0.3250
Skew(u)	-0.0511	1.5421	0.0990	-0.4221
Skew(v)	-0.0843	-0.8915	0.2311	-0.0452
Skew(w)	-0.4442	-0.7126	-0.1406	-0.0322
Kurt(u)	2.9637	8.0639	2.9549	3.0572
Kurt(v)	3.5195	5.4546	4.4869	3.2826
Kurt(w)	4.3264	4.2843	3.7829	3.8845
Altura/h bosque	0.3	0.7	1.3	1.7
V(h)=(V(38)-V(20))/18	2.0612			

Hora:07.52-08.52	h=10	h=20	h=38	h=50
z(m)	10	20	38	50
Vmedia (m/s)	0.3169	0.3323	2.1348	3.2108
Desvío c/resp h=50	31	-22	-10	0
Vlong	0.2716	0.3081	2.1024	3.2108
Vlat	0.1632	-0.1245	-0.3707	0.0000
Vm/V(h)	0.1758	0.1844	1.1844	1.7813
u*(m/s)			0.5885	
rms(u) (m/s)	0.3591	0.5203	1.2675	1.6526
rms(v) (m/s)	0.3659	0.3367	0.9288	1.2494
rms(w) (m/s)	0.1690	0.3305	0.5070	0.3437
rms(u)/u*	0.6102	0.8842	2.1539	2.8083
rms(v)/u*	0.6218	0.5722	1.5783	2.1231
rms(w)/u*	0.2872	0.5616	0.8616	0.5841
IT(u)	1.1332	1.5658	0.5937	0.5147
IT(v)	1.1546	1.0132	0.4351	0.3891
IT(w)	0.5333	0.9946	0.2375	0.1070
Rxz (m/s)^2	0.0107	-0.0905	-0.3463	-0.2224
Rxy (m/s)^2	0.0398	-0.0389	0.0067	-0.0143
Ryz (m/s)^2	0.0120	0.0325	0.0413	-0.0466
Rxz/(rms(u)rms(w))	0.0298	-0.1739	-0.2732	-0.1346
Rxy/(rms(u)rms(v))	0.1088	-0.1155	0.0072	-0.0114
Ryz/(rms(v)rms(w))	0.0710	0.0983	0.0815	-0.1356
Rxz/u*^2	0.0309	-0.2613	-0.9999	-0.6422
Rxy/u*^2	0.1149	-0.1123	0.0193	-0.0413
Ryz/u*^2	0.0346	0.0938	0.1192	-0.1346
dV/dz		-0.0191	0.0041	
dU/dz		0.0654	0.0968	
Long. M-O (m)			-108.8000	
z/L	-0.0919	-0.1838	-0.3493	-0.4596
Skew(u)	0.4254	1.5466	0.5185	0.2757
Skew(v)	-0.1599	-0.2810	0.0379	-0.0416
Skew(w)	-1.0115	-0.5135	-0.2476	0.1757
Kurt(u)	3.6775	7.1432	2.6673	2.4281
Kurt(v)	3.5191	4.8777	4.4981	3.2682
Kurt(w)	7.8953	4.2944	3.5113	3.2956
Altura/h bosque	0.3	0.7	1.3	1.7
V(h)=(V(38)-V(20))/18	1.8025			

REFERENCIAS

- ¹ Kaimal J. C and Finnigan J. J., *Atmospheric Boundary Layer Flows*, 1994, Oxford University Press
- ² Pennman, H.L. and Loing, I.F., 1960: Weather in wheat: An essay in micrometeorology. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 86, 16–50
- ³ Uchijima Z. 1962: Studies on the microclimate within the plant communities. 1. On the turbulent transfer coefficients within plant layers. *J. Agric. Meteor. (Tokio)*, 18, 1–10
- ⁴ Denmead, O.T. 1964: Evaporation sources and aparent diffusivities in a forest canopy. *J. Appl. Meteor.*, 3, 383–389.
- ⁵ Brown, K.W. and Covey, W. 1966, The energy budget evaluation of the micrometeorological transfer processes within a corn field. *Agric. Meteor.* 3, 73–96.
- ⁶ Lemon, E. R. and Wright, J. L., 1969, Photosynthesis under field conditions. Xa. Assesing sources and sinks of carbon dioxide in a corn (*Zea Mays L*) crop using a momentum balance approach. *Agron. J.* 61, 405–411.
- ⁷ Inoue E., 1963: The environment of plant surfaces. *Environment Control of Plant Growth*. Academic Press, New York, 23–32.
- ⁸ Uchijima Z. and Wright J. L., 1964: An experimental study of air flow in a corn plant-air layer. *Bull. Natl. Inst. Agric. Sci. (Japan) Ser. A*, 11, 19-65
- ⁹ Wright J. L. and Lemon E. R. 1966: Photosynthesis under field conditions. VIII. Analysis of windspeed fluctuation data to evaluate turbulent exchange within a conr crop. *Agron. J.*, 58, 255-261.
- ¹⁰ Blackburn P., Petty J. A., Miller K. F., 1988. An assessment of the static and dynamic factors involved in windthrow. *Forestry* 61 (1) 30-43
- ¹¹ Mayer H. 1989. Windthrow. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* B324, 267-281.
- ¹² Baker C. 1995 , The development of a theoretical model for the windthrow of plants. *J. Theor. Biol.* 175: 355-372
- ¹³ Gardiner B. A. 1995. The interactions of wind and tree movements in forest canopies. In: Coutts, M.P. Grace, J. (eds.), *Wind and Trees*. Cambridge University Press, pp. 41-59
- ¹⁴ Peltola H. 1996. Swaying of trees in response to wind and thinning in a stand of scots pine. *Bound. Layer Meteorol.* 77: 285-304
- ¹⁵ Päätao M. L., Peltola H., Kellomäki S. 1999. Modelling the risk of snow damage to forests under short-term snow loading. *For. Ecol. and Manage.* 116: 51-70.
- ¹⁶ Greene D.F., Johnson E.A. 1989. A model of wind dispersal of winged or plumed seeds. *Ecology* 70: 339-347
- ¹⁷ Di-Giovanni F., Kevan P.G. 1991. Factors affecting pollen dynamics and its importance to pollen contamination: a review. *Can. J. For. Res.* 21, 1155-1170.
- ¹⁸ Miller D.R., Yang X., McNanus M.A., 1993. Effects of micrometeorology on aerial spray applications of pesticides to hardwood forest canopies. Proc. 13th International Congress on Biometeorology, 261-273.
- ¹⁹ Wofsy S.C., Goulden M.L., Munger J.W. , Fan S.M., Bakwin P.S., Daube B.C., Bassow S.L., Bazzaz F.A., 1993. Net exchange of CO₂ in a mid-latitude forest. *Science* 260 1314-1317.
- ²⁰ Grace J., Lloyd J., McIntyre J., Miranda A.C., Meir P., Miranda H.S., Nobre C., Moncrieff J., Masheder J., Malhi Y., Wright I., Gash J., 1995. Carbon dioxide uptake by an undistrubed tropical rain forest in southwest Amazonia, 1992-1993. *Science* 270, 778-780
- ²¹ Jarvis P.G., Massheder J.M., Hale S.E., Moncrieff J.B., Rayment M., Scott S.L., 1997. Seasonal variation of carbon dioxide, water vapor and energy exchanges of a boreal black spruce forest. *J. Geophys. Res.* 102 D, 28953-28966.

-
- ²² Baldocchi DD, Meyers TP. 1998. On using eco-physiological, micrometeorological and biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapor and gaseous deposition fluxes over vegetation. *Agric. For. Meteorol.* 90:1–26
- ²³ Amiro, B. 1990 Comparison of turbulence statistics within three boreal forest canopies, *Boundary Layer Meteorology* 51: 99-121
- ²⁴ Amiro B. and Davis P. A. 1988 Statistics of atmospheric turbulence within a natural black spruce forest canopy. *Boundary Layer Meteorology*, 44, 267-283
- ²⁵ Mulhearn P. J. and Finnigan J. 1978: Turbulent flow over a very rough, random surface, *Boundary Layer Meteorology*, 15: 109-132
- ²⁶ Raupach M. R. 1979: Anomalies in flux-gradient relationships over forests. *Boundary Layer Meteorology* 16: 467-486
- ²⁷ Raupach M.R., Thom, A. S. 1981. Turbulence in and above plant canopies. *Ann. Rev. Fluid Mech.* 13, 97-129
- ²⁸ Finnigan J. 2000. Turbulence in plant canopies, *Ann. Rev. of Fluid Mech.* 32, pp. 519-571
- ²⁹ Raupach, M.R., Finnigan, J.J., Brunet, Y. 1996. Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies: the mixing layer analogy. *Bound. Layer Meteorol.* 78, 351-382
- ³⁰ Tennekes, H. and Lumley, J.L., 1972, *A First Course in Turbulence*, The MIT Press
- ³¹ Raupach M. R. , Finnigan J. and Brunet Y. 1989 Coherent eddies in vegetation canopies, *Australasian Conf. on Heat and Mass Transfer*, Christchurch, New Zealand, 75-90.
- ³² Raupach M.R. and Shaw R. H. 1982 Averaging procedures for flow within vegetation canopies. *Boundary-Layer Meteorology* 22: 79-90.
- ³³ Perry, A. E., Henbest, S., and Chong, M. S.: 1986, 'A Theoretical and Experimental Study of Wall Turbulence', *J. Fluid Mech.* 165, 163–199.
- ³⁴ Townsend A. A. 1961 Equilibrium layers in wall turbulence, *J. of Fluid Mechanics* 11: 97-120
- ³⁵ Katul G., Geron C., Hsieh C., Vidakovic B., Guenther A. 1998: Active turbulence and scalar transport near the forest-atmosphere interface. *Journal of Applied Meteorology* 37: 1533-1546
- ³⁶ Wyngaard J. C. 1992, Atmospheric Turbulence. *Ann. Rev. Fluid Mech.* 24: 205-233
- ³⁷ Lawson T. V. 1980: Wind effects on Buildings, Vol. II, Applied Science Publishers Ltd..
- ³⁸ Panofsky, H and Dutton, J. A., 1984: Atmospheric Turbulence. Models and Methods for Engineering Applications, John Wiley & Sons, New York.
- ³⁹ Jackson P. S. 1981: On the displacement height in the logarithmic velocity profile. *J. Fluid Mech* 111, 15-25
- ⁴⁰ Thom, A. S. 1975: Momentum, mass and heat exchange of plant communities. *Vegetation and the Atmosphere* (J. L. Monteith, Ed.) Academic Press, London, 57-110.
- ⁴¹ Boldes U., Scarabino A., Marañón Di Leo J., Colman J., Gravenhorst G. 2003: "Analysis of simultaneous wind measurements at four heights within and above a forest canopy", Actas de la 11th International Conference on Wind Engineering", Lubbock , TX, (USA), junio 2003
- ⁴² Ibrom A., Schütz C., Tworek T., Morgenstern K., Oltchev A. Falk M., Constantin J., Gravenhorst G. 1996, Eddy-correlation measurements of fluxes of CO₂ and H₂O above a spruce stand. *Phys. Chem. Earth* Vol. 21, No. 5-6: 409-414
- ⁴³ Raschendorfer, M. 1991 Charakterisierung turbulenter atmosphärischer Austauschprozesse in und über einem Waldbestand durch Messungen und Literaturstudien., Diplomarbeit Inst. für Bioklimatologie der Georg-Augustus Universität, Göttingen.
- ⁴⁴ Bruun H.H. 1995, *Hot Wire Anemometry*, Oxford University Press
- ⁴⁵ Castro, I. P. 1989, *An Introduction to the Digital Analysis of Stationary Signals*. Adam Hilger, Bristol

-
- ⁴⁶ Jenkins J. M. and Watts D. G., 1968. *Spectral Analysis and its Applications*, Holden Day, San Francisco.
- ⁴⁷ Schwartz M. and Shaw L., 1975, *Signal Processing*, McGraw Hill.
- ⁴⁸ Meneveau, C.: 1991: Analysis of turbulence in the orthonormal wavelet representation, *J. Fluid Mech* 232, pp. 469-520.
- ⁴⁹ Farge M. 1992. Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Annual Rev. Fluid Mechanics* 24, pp. 395-457.
- ⁵⁰ Duniak J., Gilliam X., Peterson R., Smith D. 1998. Coherent gust detection by wavelet transform, *J. of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics* 77 & 78, pp. 467-478.
- ⁵¹ Boldes U., Scarabino A., Colman J. 1999: "Análisis espectral y por wavelets de mediciones anemométricas en la capa de corte de la estela de cortinas eólicas herbáceas de *trigo triticale*", Actas del 6to. Seminario Internacional sobre Problemas Actuales en Física de Fluidos, Paraná (Entre ríos)-1999
- ⁵² Boldes, U; Golberg, A; Marañón Di Leo, J.; Colman, J; Scarabino, A 2001: "A field study of aspects of the sheltering ability of two fences with the same average porosity but with different porosity distributions and two herbaceous shelterbelts", Proceedings of the 3rd. European and African Conference on Wind Engineering, Eindhoven (Holanda)
- ⁵³ Sterling, M., Baker, C.J., Berry, P.M., Sparkes, D. L., Spink J., Wade, A. and Sylvester-Bradley, R. 2001 Lodging: wind induced forces on wheat crops. 3rd European & African Conference of Wind Engineering, 2-6 July Eindhoven, The Netherlands.
- ⁵⁴ Daubechies I., 1992: *Ten Lectures on Wavelets*, Society for Industrial and Applied Mathematics
- ⁵⁵ Gilliam, X., J. Duniak and A. L. Doggett, 2000: Detecting Localized Periods of Concentrated Turbulence Using Wavelets. *Proc. 14th Symp. on Boundary Layers and Turbulence*. Aspen, CO. pp.171-174.
- ⁵⁶ Boldes U, Scarabino A., Marañón Di Leo J., Colman J., Gravenhorst G: 2003 Characteristics of some organised structures in the turbulent wind above and within a spruce forest, *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 91/10, pp 1253-1269
- ⁵⁷ Baldocchi D.D. and Meyers T.P. 1988. Turbulence structure in a deciduous forest. *Boundary Layer Meteorol.* Vol. 43, pp. 345-364.
- ⁵⁸ Bergström H. and Högström U. 1989, Turbulent exchange above a pine forest. Part II. Organized Structures. *Boundary-Layer Meteorology* 49, pp. 231- 263
- ⁵⁹ Blackwelder R.F. and Kaplan R.E. 1976 On the wall structure of the turbulent boundary layer. *Journal of Fluid Mechanics* 76. pp. 89-112.
- ⁶⁰ Gao W. Shaw R.H. & K.T. Paw 1989 Observation of organised structure in turbulent flow within and above a forest canopy. *Boundary-Layer Meteorology* 47, 349-377.
- ⁶¹ Duniak, J., J.R. Howard, X. Gilliam, and R.E. Peterson 2000. "Locally stationary analysis of Hurricane windfields" *Proceedings of the 14th Symposium on Boundary Layer and Turbulence*, 24-26 July, University of Notre Dame, South Bend, Indiana. pp. 141-144
- ⁶² Raupach M.R., Antonia R.A. and Rajagopalan S. 1991. Rough-wall turbulent boundary layers. *Appl. Mech. Rev.* Vol. 44, n° 1, pp. 1-25.
- ⁶³ Shaw RH. Zhang XJ. 1992. Evidence of pressure-forced turbulent flow in a forest. *Boundary-Layer Meteorol.* 58. pp. 273-288
- ⁶⁴ Batchelor G. K. 1994 : "An Introduction to Fluid Dynamics", Cambridge University Press
- ⁶⁵ Finnigan, J. J. 1979, Turbulence in waving wheat, Part II: Structure of momentum transfer, *Boundary-Layer Meteorology*, 16, 213-236,
- ⁶⁶ Baldocchi D.D. and Meyers T.P. 1988. Turbulence structure in a deciduous forest. *Boundary Layer Meteorol.* Vol. 43, pp. 345-364.

-
- ⁶⁷ Bergström H. and Högström U. 1989 Turbulent exchange above a pine forest. Part II. Organized Structures. *Boundary- Layer Meteorology* 49, pp. 231- 263.
- ⁶⁸ Holland J.Z. 1989 On pressure-driven wind in deep forests. *Journal of Applied Meteorology*, 28, pp. 1349-1355.
- ⁶⁹ Shaw RH. Zhang XJ. 1992. Evidence of pressure-forced turbulent flow in a forest. *Boundary-Layer Meteorol.* 58. pp. 273-288.
- ⁷⁰ Jiménez J. 1994 On the structure and control of near wall turbulence. *Phys. Fluids* 6 (2) pp. 944-953
- ⁷¹ Raupach, M.R., Thom A.S., and Edwards, I. 1980, A wind tunnel study of turbulent flow close to regularly arrayed rough surfaces”, *Bound. Layer Meteorol.* 18, pp. 373-397.
- ⁷² Shabaka I.M.M.A., Mehta R.D. and Bradshaw P 1985, Longitudinal vortices imbedded in turbulent boundary layers. Part 1. Single vortex. *J. Fluid Mech.* 155, pp. 37-57
- ⁷³ Sterling M., Baker C.J., Quinn A.D., Hoxey R.P. 2005: Pressure and velocity fluctuations in the atmospheric boundary layer, *Wind and Structures*, Vol. 8, No. 1 pp. 13-34
- ⁷⁴ Lam, K. & Banerjee, S. 1992 On the condition of streak formation in bounded turbulent flow. *Phys. Fluids A* 4, pp. 306-320.
- ⁷⁵ Lee, M. J., Kim, J. & Moin, P. 1990 Structure of turbulence at high shear rate. *J. Fluid Mech.* 216, pp. 561-583.