



DEPARTAMENT DE TERMODINÀMICA



TESIS DOCTORAL

Dispersión Atmosférica de las Emisiones
de una Chimenea Alta en Terreno Complejo



Memoria presentada por
Jose Luis Palau Aloy
para optar al
Grado de Doctor en Física
Noviembre, 2003



26 cm.

UMI Number: U607765

All rights reserved

INFORMATION TO ALL USERS

The quality of this reproduction is dependent upon the quality of the copy submitted.

In the unlikely event that the author did not send a complete manuscript and there are missing pages, these will be noted. Also, if material had to be removed, a note will indicate the deletion.



UMI U607765

Published by ProQuest LLC 2014. Copyright in the Dissertation held by the Author.
Microform Edition © ProQuest LLC.

All rights reserved. This work is protected against
unauthorized copying under Title 17, United States Code.



ProQuest LLC
789 East Eisenhower Parkway
P.O. Box 1346
Ann Arbor, MI 48106-1346

TD-F
473



50001436734

Biblioteca de Ciències

R. 22344

El catedrático de la Universitat de València Dr. Joaquín Meliá Miralles,
el profesor titular de la Universitat de València Dr. Demetrio Segarra
Gomar, y el director ejecutivo de la Fundación Centro de Estudios
Ambientales del Mediterráneo Dr. Millán Millán Muñoz

CERTIFICAN que la memoria

**Dispersión Atmosférica de las Emisiones
de una Chimenea Alta en Terreno Complejo**

presentada por D. Jose Luis Palau Aloy para optar al grado de doctor
en Física, ha sido realizada bajo su dirección y que reúne los requisitos
necesarios para ser defendida por su autor.

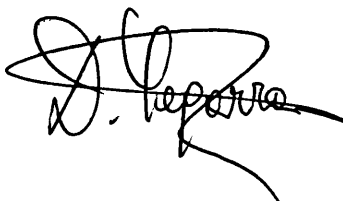
En València, 25 de noviembre de 2003



Dr. Joaquín Meliá



Dr. Millán Millán



Dr. Demetrio Segarra

Índice

Agradecimientos	ix
------------------------------	----

0. BLOQUE INTRODUCTORIO

CAPÍTULO UNO: Introducción	7
---	---

1.1 Perspectiva histórica	9
--	---

1.2 La central térmica de Andorra (Teruel)	13
---	----

1.3 Objetivos y estructura	16
---	----

CAPÍTULO DOS: Método experimental	21
--	----

2.1 Área de estudio	22
----------------------------------	----

2.2 Instrumentación	23
----------------------------------	----

2.2.1 Analizador de SO ₂	24
---	----

2.2.2 Espectrómetro de correlación – COSPEC V.....	26
--	----

2.3 Estrategia de medida	30
---------------------------------------	----

2.4 Procesamiento de los registros experimentales	34
--	----

2.4.1 Procesamiento de los registros meteorológicos y de la calidad del aire.....	39
---	----

2.4.2 Procesamiento de los registros del penacho de la central térmica de Andorra.	42
--	----

2.4.3 Cálculos dispersivos derivados de los registros experimentales.....	44
---	----

I. BLOQUE PRIMERO: Cuenca aérea

I.1 Cuenca mediterránea occidental : Interacción entre escalas.....	52
<i>I.1.1 Escalas de los procesos atmosféricos.....</i>	<i>52</i>
<i>I.1.2 Procesos meteorológicos e interacciones entre escalas.....</i>	<i>53</i>
I.2 Objetivos y estructura del bloque primero.....	56

CAPÍTULO TRES: Campo de vientos en superficie..... 59

3.1 Series históricas del campo de vientos.....	61
3.1.1 Estación meteorológica de Almassora (1977- 1993).....	63
3.1.2 Estación del Grau de Castellón (1997- 2002).....	68
3.1.3 Estación de Morella (1995- 2002).....	74
3.1.4 Estación de Monagrega – Teruel – (1997 – 2001).....	80
3.1.5 Torre meteorológica de 60 metros de la C. T. de Andorra – Teruel – (1997 – 2001).....	86
3.2 Análisis bidimensional del campo de vientos.....	91
3.2.1 Periodo invernal.....	97
a) Respecto a los emplazamientos de costa, montaña y valle interior.....	97
b) Respecto a los emplazamientos del interior.....	98
3.2.2 Periodo estival.....	98
a) Respecto a los emplazamientos de costa, montaña y valle interior.....	98
b) Respecto a los emplazamientos del interior.....	99
3.2.3 Conclusiones del análisis bidimensional.....	100

CAPÍTULO CUATRO: Campo de vientos en altura.....	103
4.1 Descripción estadística del transporte del penacho en altura.....	104
4.2 Clasificación sinóptica del transporte en altura.....	111
4.2.1 Características climático-dispersivas.....	111
a) Condiciones estivales.....	112
b) Condiciones invernales.....	112
4.2.2 Clasificación sinóptica.....	113
a) Transporte sostenido del penacho hacia el primer cuadrante.....	115
b) Transporte sostenido del penacho hacia el segundo cuadrante.....	117
c) Transporte sostenido del penacho hacia el cuarto cuadrante.....	122
4.3 Comparativa clasificación sinóptica vs. dispersión del penacho.....	124
4.3.1 Atendiendo a la información en altura.....	124
4.3.2 Atendiendo a la información en altura y en superficie.....	126
4.4 Resumen del bloque primero: Características más relevantes del campo de vientos.....	131
4.4.1 Respecto al análisis estadístico de las series históricas del campo de vientos en superficie.....	132
4.4.2 Respecto a la aplicabilidad temporal de los esquemas tradicionales de clasificación de la estabilidad atmosférica.....	133
4.4.3 Respecto al análisis de la capacidad de ventilación, recirculación y condiciones de estancamiento de las masas de aire.....	133
4.4.4 Respecto al análisis estadístico de las direcciones predominantes del campo de vientos en altura (direcciones preferentes de transporte del penacho en altura).....	134
4.4.5 Respecto de la evaluación de la viabilidad de caracterizar la capacidad dispersiva de la atmósfera a partir del uso exclusivo de información sinóptica.....	135

II. BLOQUE SEGUNDO: Caracterización de la dispersión

II.1 Dispersión atmosférica	140
II.2 Dispersión de emisiones de focos puntuales	142
II.3 Objetivos y estructura del bloque segundo	147

CAPÍTULO CINCO: Caracterización estadística de la dispersión..... 151

5.1 Caracterización “clásica” de la dispersión atmosférica	153
5.1.1 Introducción.....	153
5.1.2 Hipótesis sobre los escenarios dispersivos a caracterizar estadísticamente.....	155
5.1.3 Descripción estadística de Taylor (aproximación teórica).....	157
a) Consecuencias del teorema de Taylor.....	159
b) Consideraciones adicionales al Teorema de Taylor.....	160
5.1.4 Descripción clásica de la dispersión (aproximación semi-empírica).....	161
a) Parametrizaciones eulerianas de la dispersión.....	165
5.2 Caracterización empírica de la dispersión atmosférica	167
5.2.1 Contribución de la velocidad de transporte, $\sigma_y = \sigma_y(u)$	167
5.2.2 Contribución de la distancia de transporte, $\sigma_y = \sigma_y(d)$	173
5.3 Parametrización estadística de la dispersión en entorno topográfico complejo.	178
5.3.1 Parametrización exponencial.....	178
5.3.2 Parametrizaciones de Pasquill-Turner y Briggs-Gifford.....	179
5.4 Conclusiones	180

CAPÍTULO SEIS: Caracterización numérica de la dispersión.....	183
6.1 La dispersión atmosférica en entornos orográficos complejos.....	185
6.2 Modelos LPD (Lagrangianos de Dispersión de Partículas).....	188
6.2.1 Campo de turbulencia homogéneo, estacionario y gaussiano.....	190
6.2.2 Campo de turbulencia inhomogéneo, estacionario y gaussiano.....	191
6.2.3 Campo de turbulencia inhomogéneo, no estacionario y gaussiano.....	192
6.2.4 Campo de turbulencia inhomogéneo, no estacionario y no gaussiano.....	194
6.2.5 Altura de emisión en modelos LPD.....	194
6.3 Caracterización numérica de la dispersión atmosférica: Modelo meso- meteorológico (MM5) + Modelo LDP (FLEXPART).....	196
6.3.1 Modelo LPD – FLEXPART.....	197
a) Parametrización de las fluctuaciones del viento.....	199
b) Determinación del paso de tiempo.....	201
c) Altura de emisión.....	202
6.3.2 Modelo meteorológico (NWM) – MM5.....	205
a) Parametrización de la capa límite.....	206
CAPÍTULO SIETE: Descripción de dos escenarios dispersivos.....	211
7.1 Ciclos diurnos-nocturnos y escenarios dispersivos.....	213
7.2 Metodología.....	214
7.2.1 Medidas experimentales.....	214
7.2.2 Esquema de simulación numérica.....	216
a) Modelo mesometeorológico.....	216
b) Modelo lagrangiano de dispersión de poartículas.....	218
7.2.3 Procedimiento de comparación de las medidas experimentales vs. la simulación numérica.....	218

7.3 Escenario estival: Dispersión atmosférica bajo condiciones convectivas.....	221
7.3.1 Descripción de un escenario dispersivo estival típico.....	221
7.3.2 Descripción meteorológica de la campaña experimental de verano.....	223
7.3.3 Simulación numérica vs. medidas experimentales.....	226
a) Campo de vientos.....	226
b) Impactos acumulados en el suelo.....	237
c) Difusión turbulenta horizontal.....	246
7.3.4 Conclusiones sobre el escenario estival.....	250
7.4 Escenario invernal: Dispersión atmosférica bajo condiciones neutras o estables.....	251
7.4.1 Descripción de un escenario dispersivo invernal típico.....	251
7.4.2 Descripción meteorológica de la campaña experimental de invierno.....	252
7.4.3 Simulación numérica vs. medidas experimentales.....	256
a) Campo de vientos.....	256
b) Impactos acumulados en el suelo.....	269
c) Difusión turbulenta horizontal.....	279
7.4.4 Efectos orográficos sobre los campos de viento simulados.....	282
7.4.5 Conclusiones sobre el escenario invernal.....	287
7.5 Resumen del bloque segundo: Características de la dispersión de las emisiones de la CT.....	288
7.5.1 Respecto a la descripción estadística de la capacidad dispersiva de la atmósfera bajo condiciones de advección invernal del Noroeste.....	289
7.5.2 Respecto a cuantificar las diferencias entre los registros dispersivos experimentales y los previstos por descripciones clásicas.....	290
7.5.3 Respecto a la preparación de una metodología que permita caracterizar los campos de turbulencia en entornos topográficos complejos.....	291
7.5.4 Respecto a la identificación de la aproximación numérica empleada para caracterizar la dispersión.....	291
7.5.5 Respecto a la comprobación de que la metodología propuesta es una herramienta eficaz para el estudio de la dispersión en un entorno orográfico complejo de la Península Ibérica.....	291
7.5.6 Respecto a las limitaciones de la metodología propuesta.....	293

CAPÍTULO OCHO: Consideraciones finales..... 297

ANEXOS

ANEXO A : Estadísticos..... 307

ANEXO B : Rosas de estabilidades..... 311

ANEXO C : Modelo bidimensional..... 317

ANEXO D : Estadística de la turbulencia..... 323

ANEXO E : Aproximación Pseudo-lagrangiana..... 329

ANEXO F : Cadena de Markov..... 335

ANEXO G : Capa límite y turbulencia..... 339

BIBLIOGRAFÍA..... 349

Agradecimientos

*Dedico todo este esfuerzo a mis padres,
Vicente y Concepción*

Jose Luis

Agradezco sinceramente a mis mentores Joaquín Meliá, Demetrio Segarra y Millán Millán, la confianza que depositaron en mí accediendo a codirigir mi tesis doctoral. Con ellos he aprendido no sólo física (que es lo que a mí inicialmente me importaba) sino también cómo sintetizar y ordenar las ideas a la hora de plasmarlas en una memoria científica.

También he de agradecer, desde un punto de vista institucional, que durante todos estos años la *Conselleria de Medi Ambient de la Generalitat Valenciana* haya estado financiando el proyecto de investigación denominado "*Investigación de la Calidad Ambiental de las Comarcas del Norte de la Comunidad Valenciana*". Sin ese soporte económico esta tesis doctoral no existiría.

Respecto a mi familia más próxima y a mis amigos de verdad, deseo que estas líneas no sean sólo un merecido agradecimiento por su paciencia, interés y ayuda sino que sirvan para expresarles mis disculpas por tantos y tantos momentos perdidos... por tantas y tantas situaciones que he dejado de vivir con ellos por dedicarme a esta investigación.

Sólo el tiempo me dirá si valió la pena.

**BLOQUE
INTRODUCTORIO**

*Los libros son hijos inmortales que
desafían a sus progenitores*

Platón

Este bloque introductorio está constituido por dos capítulos. El primero de ellos, titulado *Introducción*, describe el contexto en el que se enmarca esta tesis doctoral, exponiéndose los objetivos perseguidos y la estructura de esta memoria. En el segundo, *Método experimental*, se describe la instrumentación empleada para registrar el comportamiento dispersivo del penacho de la central térmica de Andorra (tema central de esta investigación), la metodología empleada en las campañas experimentales y el procesamiento de las medidas experimentales.

Desde un principio es necesario enfatizar que tanto las campañas de campo a las que se hará referencia, como las medidas experimentales (brutas) empleadas en la realización de esta investigación, las obtuve en el contexto de los trabajos realizados por la Fundación Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo, CEAM, gracias a la financiación que la Conselleria de Medi Ambient de la Generalitat Valenciana¹ mantiene dentro del proyecto de investigación denominado "Investigación de la Calidad Ambiental de

¹ Línea 2471, capítulo 7; programa 442.20. Conselleria de Medi Ambient. Generalitat Valenciana.

las Comarcas del Norte de la Comunidad Valenciana². Esta financiación ha permitido medir sistemáticamente (una vez por semana), desde finales de 1994 hasta la actualidad, el penacho de la central térmica de Andorra (Teruel)³.

En este contexto, a finales de 1998 la Fundación CEAM me plantea la posibilidad de realizar una investigación sobre la dispersión de las emisiones de la central térmica a partir de la explotación de la extensa base de datos que se estaba elaborando (independientemente de mis tareas rutinarias de adquisición de datos, campañas experimentales, y de mantenimiento de las bases de datos asociadas). Con la información registrada en el transcurso del proyecto, y para llevar a cabo esta investigación, comencé a adaptar una metodología de explotación de las medidas disponibles. La evaluación de la estrategia elegida como procedimiento para llevar a cabo estudios de dispersión del penacho de la Central Térmica de Andorra, se plasmó en el trabajo de investigación (tesina) titulado *La dispersión desde una chimenea alta en terreno complejo: Aproximación pseudo-lagrangiana* [Palau, J. L; 2001].

Frente a la ventaja que representa el disponer de una base de datos extensa⁴ (desde el punto de vista de la identificación/caracterización de escenarios susceptibles de ser estudiados y de su representatividad estadística), existen limitaciones intrínsecas al planteamiento del experimento. Estas limitaciones están asociadas esencialmente al hecho de que las campañas experimentales no se diseñaron con el objetivo específico de analizar diferentes patrones dispersivos en el entorno de la central térmica, sino el de vigilar sus emisiones y el de diagnosticar la situación de la calidad del aire en las comarcas del Norte de la Comunidad Valenciana.

Pese a todas estas limitaciones, la existencia (disponibilidad) de una base de datos tan extensa como la empleada a lo largo de esta tesis, difícilmente se puede encontrar en cualquier otro análisis, de entre los publicados hasta la fecha, sobre el comportamiento de las emisiones de chimeneas elevadas en entornos topográficos complejos. Por todo ello, desde un principio se consideró oportuno y necesario realizar un esfuerzo en establecer y verificar metodologías,

² *Cuyo objetivo general consiste en hacer un diagnóstico y un control integral de la situación de la calidad ambiental en una zona muy determinada de la Comunidad Valenciana.*

³ *Mi incorporación a este proyecto tuvo lugar en octubre de 1996.*

⁴ *Entre 1995 y 2002 se han realizado 2710 medidas directas del penacho de la central térmica de Andorra, bajo un amplio abanico de condiciones meteorológicas y en las cuatro estaciones del año.*

tanto estadísticas como numéricas, que permitieran extraer la información dispersiva implícitamente contenida en los registros experimentales.

Introducción

*“Somos víctimas de una época en la que los hombres de ciencia
están desacreditados y muy pocos entre ellos tienen la posibilidad
de consagrarse a una verdadera investigación...
Los escasos conocimientos que tienen los sabios de hoy
están dedicados a la persecución de fines materiales...”*

Samarcanda
Amin Maalouf

La influencia que los procesos mesoescalares tienen sobre la dispersión de contaminantes en la cuenca mediterránea occidental y la necesidad de caracterizarlos de manera adecuada, son las principales motivaciones de esta tesis doctoral.

El principio básico sobre el que ésta fue planteada desde el inicio es que el diseño de los estudios encaminados a determinar los efectos ocasionados por la contaminación atmosférica, debe estar basado en un buen conocimiento de la dinámica de estos contaminantes en el área¹. El concepto clave es documentar la dinámica, la continuidad de las circulaciones atmosféricas y los ciclos de contaminantes asociados con ellas.

La caracterización de los procesos atmosféricos que, a diferentes escalas, afectan al comportamiento dispersivo de los contaminantes es pues indispensable como paso previo a la definición detallada de las relaciones de causalidad entre los focos emisores y del destino final de los contaminantes (fuera ya del alcance de esta tesis).

¹ *Pasando a ser ésta una necesidad imperativa en zonas, y épocas del año, en las que la meteorología está completamente determinada por la topografía.*

En este sentido el objetivo último al que debería servir la investigación presentada en esta memoria es, como paso previo al establecimiento de estrategias de control y de evaluación de la calidad del aire a escala regional y de los efectos de la contaminación sobre la vegetación, profundizar en el conocimiento de la dinámica atmosférica en la mesoescala.

Esta tesis doctoral gira entorno a la caracterización dispersiva de las emisiones de la Central Térmica de Andorra (Teruel); en adelante CT. Por ello, el ámbito geográfico de aplicación de esta investigación se centra en las comarcas montañosas del interior de la provincia de Castellón y en sus alrededores próximos; es decir, en la divisoria de tres cuencas aéreas importantes que, en términos muy generales, son: la costa mediterránea de la Península Ibérica, el valle del Ebro y la meseta peninsular.

Desde hace años se ha empleado como trazadores de oportunidad penachos emitidos desde chimeneas altas con la finalidad de, a partir del análisis de su dinámica, estudiar algunos efectos mesoescalares en la evolución diaria del campo de vientos en diferentes zonas de la Península Ibérica [Millán, M. et al; 1992] (como, por ejemplo, el entorno de la central térmica de Andorra).

Hasta la fecha, las campañas experimentales indican que la formación diurna de la Baja Térmica Ibérica (BTI) está asociada con la convergencia de los vientos superficiales desde la costa hacia el interior de la Península, con un cambio de 90° - 180° en la dirección del viento (del transporte del penacho) a lo largo del día, y con niveles elevados de concentración de ozono en toda la costa mediterránea peninsular [Millán, M. et al; 1992], [Millán, M.; 2002].

No es hasta finales de 1990, que los resultados obtenidos establecen las relaciones entre las (re)circulaciones atmosféricas específicas de la cuenca Mediterránea y la formación de ozono a partir de las emisiones de sus precursores: monóxido de nitrógeno (NO) y componentes orgánicos volátiles (COV), emitidos mayoritariamente en las zonas costeras.

A finales de 1997 se establece la continuidad de estos procesos en toda la Cuenca Mediterránea, y es sólo en el momento actual (prioridades del 6º Programa Marco) que se promueve la investigación sobre la relación de dichos procesos en los problemas regionales de cambio climático ya detectados en el área mediterránea, y sus posibles consecuencias en el ciclo hidrológico del Sur de Europa [Millán, M.; 2002].

La representatividad y caracterización estadística de los diferentes escenarios dispersivos identificados, y la preparación de una metodología capaz de caracterizar numéricamente estos procesos de mesoescala (determinantes de la dispersión atmosférica), son los dos grandes temas en los que se centra esta tesis doctoral.

Con este capítulo introductorio se pretende describir el contexto y justificar esta tesis doctoral; alertando al lector de que los problemas atribuidos a las emisiones de la central térmica de ENDESA² en Andorra (Teruel), desde su entrada en funcionamiento en 1979, tienen lugar en un entorno geográfico complejo con problemas ambientales de escala regional muy diferentes a los existentes en otros entornos climáticos, y cuya extensión y efectos finales siguen aún sin estar plenamente documentados.

1.1 Perspectiva histórica

Después de la guerra entre Egipto e Israel, que en el año 1974 causó el embargo de la producción de petróleo y el cierre del canal de Suez, se iniciaron (y en algunos casos se aceleraron) una serie de proyectos encaminados a diversificar el suministro energético de los países europeos. Entre estos pueden incluirse la creación de los grandes polígonos industriales-refineros de Fos-Berre (Marsella, Francia), Piombino (Golfo de Génova, Italia) y el complejo refinero de Tarragona (España). Posteriormente se construyeron otras refinerías a lo largo de las costas de España (Castellón, Escombreras, Algeciras) e Italia, así como las plantas de licuación de gas natural en Argelia y Túnez.

Todos estos proyectos se desarrollaron en el Mediterráneo Occidental, ya que este enclave geográfico ofrece un fácil acceso al crudo procedente tanto de Oriente Medio como de Suramérica.

Al mismo tiempo se inicia la construcción de una serie de centrales térmicas; bien como industrias "hermanas" de las petroleras, a fin de aprovechar el suministro de gasóleo "a boca de refinería" (Castellón, Escombreras, Algeciras); o, dado el gran desarrollo demográfico e industrial de los años 60 y como consecuencia directa del incremento de la demanda energética, como centrales diseñadas para explotar los recursos propios (nacionales), como son los lignitos, y disponer de cierta independencia energética. En esta última situación puede incluirse la Central Térmica de Andorra (Teruel), cuya licencia de construcción se tramitó en el año 1974.



² ENDESA: *Empresa Nacional De Electricidad, S.A.*

Por otro lado, esta creciente necesidad energética conllevó un radical incremento del volumen de las emisiones de gases residuales a la atmósfera.

Hasta mediada la década de los años 70, en un gran número de países desarrollados los estándares de calidad del aire se "conseguían" construyendo chimeneas de más de 100 metros de altura (siguiendo la llamada "política de chimeneas altas") [Tolba, M.K. y El-Kholy, O.A.; 1992]. La altura de las chimeneas se incrementó con el objetivo de maximizar la dilución de estos gases contaminantes (perniciosos para la salud) antes de su fumigación sobre el suelo o de su deposición (seca o húmeda). De este modo, se intentó evitar la problemática asociada a las emisiones de las chimeneas bajas³ (que producen importantes impactos locales); no obstante aparecieron otros factores relevantes, como el transporte de los contaminantes a largas distancias.

Debe destacarse que un factor común en el diseño de todas estas industrias es que los formulismos aplicados para el cálculo de la altura de chimeneas, y para el diseño de las redes de vigilancia y seguimiento de la contaminación atmosférica, fueron desarrollados en los EEUU y Reino Unido y optimizado para condiciones climáticas muy diferentes de las Mediterráneas. Las ecuaciones utilizadas para el cálculo de la sobre-elevación de los efluentes gaseosos emitidos desde estas estructuras, y de su dispersión atmosférica, estaban basadas en las medidas experimentales de la difusión de trazadores fríos (sin flotabilidad) emitidos a pocas decenas de metros del suelo y medidos hasta no más de unos 800 metros de la fuente [Millán M.; 1989]. La utilización de estos formulismos implicaba, pues, extrapolaciones cuestionables y limitadas, que el tiempo y la experiencia se han encargado de poner en evidencia. Este es uno de los aspectos clave que justifican la necesidad de preparar una metodología que permita caracterizar la dispersión atmosférica en entornos orográficos complejos⁴.

En el período 1978-1983, comienzan a detectarse comportamientos "anómalos" de las emisiones de estas industrias respecto a los documentados previamente para chimeneas bajas [CEAM; 1993]. Así mismo, comienzan a detectarse problemas en zonas consideradas "limpias de contaminación atmosférica".

³ Tradicionalmente las chimeneas empleadas en la industria (hasta los años 60) han tenido alturas bastante inferiores a los 100 metros.

⁴ A lo largo de los capítulos seis y siete de esta memoria, se propone (y se evalúa contrastando los resultados del modelo con medidas experimentales) una nueva metodología basada en el acoplamiento de un modelo meteorológico de mesoescala (MM5) y un modelo lagrangiano de dispersión de partículas (FLEXPART).

Esta situación atrajo la atención de la Comisión de las Comunidades Europeas (CCE), que había iniciado sus programas en Medio Ambiente en 1974.

Las dudas sobre la aplicabilidad de las teorías existentes propiciaron que la CCE organizara campañas europeas de medida de contaminantes atmosféricos en varios emplazamientos industriales [Guillot, P. et al.; 1979]. Uno de los objetivos básicos de estos programas fue el documentar y evaluar si los modelos gaussianos existentes (en estado de legislarse en algunos países en aquellos momentos) podían o no ser aplicables para describir la dispersión desde chimeneas altas y, en caso negativo, obtener la base de datos necesaria para desarrollar unos modelos más apropiados. Los resultados obtenidos en el sur de Europa (Lacq, Pirineos franceses en 1976; central térmica de Turbigo, Italia, en 1979; y Fos-Berre en 1983) ponen de manifiesto un serio conflicto entre la dinámica de los contaminantes observada en el Sur de Europa, y las predicciones de su comportamiento según los procedimientos existentes [Dr. Millán Millán; comunicación personal].

Es en la campaña de Fos-Berre en la que se detectan altas concentraciones de ozono en superficie y en altura (en el estrato de retorno de la brisa de mar), mientras que ya comenzaban a haber ciertas evidencias de daños atribuibles a ozono en países mediterráneos en 1978-79⁵ [Dr. Millán Millán; comunicación personal].

Después de la incorporación a la Comunidad Económica Europea de Grecia en 1984, y de España y Portugal en 1986 (actualmente Unión Europea, UE), la Comisión de las Comunidades Europeas (Comisión Europea, CE) amplía, a finales de 1986, el contenido de su 2º Programa Marco para investigar la contaminación atmosférica en el Mediterráneo.

En el proyecto de la CE (EROS 2000⁶) se mide un alta deposición de nitratos por vía atmosférica sobre toda la cuenca Mediterránea Occidental, en cantidades que superaban en un factor de 5 a 6 el exceso total de nutrientes aportados por los ríos que vierten en esa cuenca. La relación entre ambos factores no se establece hasta después del año 1989, año en el que se realizan las campañas del proyecto de la CE, MECAPIP⁷. Los resultados de este proyecto permiten relacionar las circulaciones atmosféricas específicas del

⁵ *Hasta esas fechas el ozono troposférico producto del smog fotoquímico se había considerado un contaminante "exótico" presente solo en la cuenca de Los Angeles (California).*

⁶ *EROS 2000 : European River-Ocean Systems (1988-1993).*

⁷ *MECAPIP : MEso-meteorological Cycles of Air Pollution in the Iberian Peninsula (1988-1991).*

Mediterráneo con la formación de ozono a partir de las emisiones de precursores (NO, COV) en las zonas costeras.

En este contexto, coincidiendo con la puesta en marcha de la CT de Andorra se observó una paulatina degradación de las masas forestales en algunas áreas del Maestrazgo, especialmente en coníferas, caracterizada por defoliaciones y decoloraciones, así como por la excesiva mortandad de *Pinus nigra* en ciertas áreas del Maestrazgo (p.e. monte de El Carrascal). De hecho, cuando se comenzaron a realizar exploraciones en la zona se detectaron diversas plagas (*Cenangium ferruginosum*, hongo; procesionaria; y otros insectos).

Como consecuencia de todo ello se iniciaron una serie de estudios por diversos organismos de la Administración (central y autonómica), de organizaciones ecologistas y de la propia empresa (ENDESA), para evaluar los daños observados y tratar de determinar si existía, o no, relación de causalidad entre éstas y las emisiones de la CT. A finales del verano de 1979, a requerimiento del Ministerio de Industria y Energía, se llevó a cabo la primera campaña de seguimiento del penacho de la CT utilizando el sistema COSPEC⁸. La campaña fue diseñada y supervisada por el responsable del programa de dispersión de contaminantes emitidos por chimeneas altas del Ministerio de Medio Ambiente de Canadá (Dr. Millán Millán) y la toma de datos la llevó a cabo la ETS de Ingenieros Industriales de Bilbao.

De estas iniciativas no se derivaron resultados concluyentes ni en uno ni otro sentido; aunque, no obstante, en 1990 se presentó una querrela contra ENDESA por delito ecológico. Ésta estuvo motivada, en opinión de ENDESA, por la sensibilización de la opinión pública que hizo que "se relegara a un plano muy secundario o incluso se ignorara la consideración de causas importantes de ese deterioro, como son la pobreza del suelo, la adversa climatología, el envejecimiento de la masa vegetal, las plagas de insectos y de otros agentes patógenos, etc." [ENDESA; 1994]

Poco después y tras la evaluación de la información disponible se vio que podían existir otras causas, como quedó reflejado en el informe publicado en 1993, "estado de conocimientos sobre los problemas en el Maestrazgo y Els Ports de Castellón" [CEAM, 1993]. Entre las principales causas apuntadas, aunque sin descartar a la CT de Andorra, se indican: el transporte a larga distancia (transfronterizo) de contaminantes y los niveles de concentración de ozono troposférico asociados al gran desarrollo espacial de las brisas tierra adentro.

⁸ COSPEC, *CORrelation SPECTrometer*. Más información en el capítulo dos de esta memoria.

Durante la segunda mitad de la década de los 80 y la primera de los 90, se aplican a diferentes chimeneas altas de la Península Ibérica (una de ellas la central térmica de Andorra) distintos métodos estadísticos de diagnóstico y predicción de episodios de contaminación atmosférica; con el objeto de desarrollar una herramienta aplicable al diseño de planes de gestión de la calidad del aire en el entorno cercano y medio de los focos de emisión (< 25 kilómetros) [Millán, M. et al.; 1986], [Alonso, L. et al; 1987], [Millán, M. et al.; 1989], [Albizuri, A.; 1995].

Por aquel entonces, la indisponibilidad de bases de datos extensas y la no caracterización la dispersión de los penachos en altura, forzó a realizar estudios⁹, para el caso de la central térmica de Andorra, durante 24 días de campaña y atendiendo fundamentalmente a la información de los impactos del penacho registrados en superficie por estaciones fijas [Albizuri, A.; 1995].

Los resultados de estos estudios permitieron evaluar diferentes alternativas de gestión y control de emisiones y diseñar planes específicos. Para el caso de la CT de Andorra (literalmente), *“debido a la gran frecuencia de situaciones episódicas y la naturaleza cíclica de los patrones de dispersión asociados a las mismas, no parece adecuado desarrollar únicamente un esquema de control secundario y se plantea como necesaria una reducción permanente de emisiones mediante desulfuración”*; extraído de la tesis doctoral de A. Albizuri (1995).

La Conselleria de Medi Ambient de la Generalitat Valenciana inició a finales de 1990, y siguiendo las recomendaciones de la Fundación CEAM, una serie de actuaciones encaminadas a clarificar y solucionar “el problema de Els Ports-El Maestrat”.

1.2 La Central Térmica de Andorra (Teruel)

Como ya se ha comentado, la necesidad de garantizar la seguridad y diversificación del aprovisionamiento energético nacional obligó a las autoridades españolas, en la década de los sesenta, a aprovechar al máximo los recursos nacionales (generalmente escasos y de reducida calidad). Esta situación, a la que se unían la demanda cada vez mayor de energía eléctrica y una precaria situación en cuanto a la disponibilidad de recursos energéticos se refiere, hizo necesaria la utilización de las reservas de lignitos de la provincia de Teruel, cuya

⁹ Llevados a cabo por la Escuela técnica superior de ingenieros industriales y de ingenieros de telecomunicación de la Universidad de Bilbao (País Vasco).

utilización, según se argumentaba, activaría necesariamente la situación socio-económica de la zona. Éstas fueron las razones que llevaron al estado a encomendar a ENDESA la construcción y operación de una central térmica ubicada en Andorra (Teruel) [ENDESA; 1994].

La CT de Andorra, con tres grupos generadores de 350 Mw cada uno de ellos, es una instalación que puede considerarse hoy día como de tamaño medio. Sin embargo, la utilización de grandes cantidades de lignitos de baja calidad y alto contenido en azufre (de 12000 a 15000 toneladas día, al 5-6% de contenido en azufre) [ENDESA; 1994] se tradujo inicialmente en emisiones elevadas de SO₂ (11.2 g/m³N en 1987) con una temperatura media del orden de los 180°C (a boca de la chimenea), y cuyo posible impacto ambiental se trató de aminorar emitiendo estos gases de combustión por una chimenea alta, de 343 metros de altura, para aumentar su dilución antes de que el SO₂ pudiera llegar al suelo.

Sin tratar de ser exhaustivos en la descripción técnica de la Central Térmica de Andorra y con el ánimo de mostrar tan solo los valores de los parámetros más significativos para el estudio que resume esta memoria, se presentan a continuación algunas de sus características técnicas (datos facilitados por ENDESA).

* Chimenea:

Altura : 343 m.
Diámetro de la base : 23.5 m.
Diámetro de la coronación : 12.2 m.
Temperatura de salida de gases en la base : 175 - 185 °C.
Temperatura de salida de gases por la boca de la chimenea: 160 - 180 °C.
Velocidad de salida de gases por la boca de la chimenea: 30 - 35 m/s.

* Torres de refrigeración:

Altura : 107.3 m.
Diámetro de la base : 81.22 m.
Diámetro de la coronación : 50.7 m.

* Varios:

Producción anual: 7.500 * 10⁶ Kw¹⁰
Consumo anual de carbón : 4.5 * 10⁶ Tn (como promedio entre 1989 y 1993).
Puesta en funcionamiento : 1979-80.

¹⁰ Aproximadamente un 5% del total producido en España en los años noventa, [ENDESA; 1994].

Los trabajos realizados en el entorno de la Central Térmica desde 1980 hasta la actualidad, han cubierto los siguientes ámbitos [CEAM; 1996]:

- Estudio de las masas forestales. Caracterizando los bosques de la zona y que incluyen los puntos:
 - Estudios edafológicos. Estudiando las propiedades de la tierra y haciendo balances hídricos del suelo.
 - Estudio dendrocronológico. Estudiando la distribución y evolución de los árboles; relacionándolos con las series pluviométricas disponibles.
 - Estudio morfológico de las afecciones visibles. Correlacionando la presencia de múltiples parásitos con los índices de defoliación y necrosis.
 - Estudios de imágenes multitemporales tomadas por satélites. Analizando las variaciones relativas de los índices de vegetación.
 - Estudios fitosanitarios. Analizando el desarrollo de los agentes patógenos detectados en la flora de la zona de influencia de la CT (p.e. la plaga de la procesionaria).
- Estudios liquénicos. Utilizando los líquenes como bioindicadores de la calidad del aire.
- Estudio climático. Analizando la evolución de las precipitaciones en las últimas dos décadas (anteriores a la realización del estudio).
- Estudios nutricionales. Analizando el contenido de azufre total en las hojas y suelos.
- Estudios de rendimiento agrícola. Observando el rendimiento de las cosechas en las comarcas analizadas.
- Análisis históricos de otras fuentes emisoras de SO₂ y partículas sólidas y de su impacto sobre su entorno.

Desde finales de 1994, se inicia un programa de medidas sistemático incluyendo una nueva red de calidad del aire en las Comarcas de Els Ports y El Maestrat¹¹, y el seguimiento del penacho de la CT por parte de la Fundación CEAM (financiado por la Conselleria de Medi Ambient de la Generalitat Valenciana)¹². Es ésta la base de datos del penacho de SO₂ de la CT empleada a lo largo de la investigación presentada en esta memoria.

¹¹ Más información en capítulo dos, apartado 2.4.1.

¹² Los resultados de este programa (actualmente en vigor) se pueden encontrar en los informes: [CEAM; 1993]; [CEAM; 1996]; [CEAM; 1998]; [CEAM; 2003].

1.3 Objetivos y estructura

El objetivo general de esta tesis doctoral es el estudio de la dispersión de las emisiones sulfurosas de una fuente puntual elevada en un entorno topográfico complejo de la Península Ibérica.

Este objetivo se aborda a partir del desarrollo de dos aspectos fundamentales:

- a) La representatividad y caracterización estadística de los diferentes escenarios dispersivos identificados a lo largo de las sucesivas campañas de medidas efectuadas desde 1995.
- b) La preparación y evaluación de una metodología capaz de caracterizar numéricamente las condiciones dispersivas más recurrentes en una zona con topografía compleja de la Península Ibérica.

Esta investigación se ha plasmado en esta memoria a lo largo de ocho capítulos (agrupados en tres grandes bloques temáticos) y siete anexos.

Para facilitar su lectura, al final de cada bloque temático (capítulos cuarto y séptimo) se ha incluido un apartado en el que se sintetizan las conclusiones más relevantes obtenidas en cada uno.

0. BLOQUE TEMÁTICO INTRODUCTORIO, constituido por los capítulos uno y dos.

1. En este **primer capítulo** introductorio, con el que se inicia la memoria, se ha tratado de exponer los porqués de esta tesis doctoral y se ha ubicado dentro del que es el interés científico actual en el marco internacional sobre estos temas.

2. En el **segundo capítulo** se describen la instrumentación y la estrategia de medida en las que se sustenta la parte experimental de la investigación.

1. PRIMER BLOQUE TEMÁTICO, constituido por los capítulos tres y cuatro; y titulado *Cuenca aérea*.

A lo largo de estos capítulos se aborda la descripción estadística del campo de vientos a partir de los datos meteorológicos y dispersivos disponibles, analizando también las condiciones de ventilación en la cuenca. Con él se pretende determinar, cuantificar (en la medida de lo posible) y analizar las condiciones dispersivas que predominan en el área de estudio.

3. En el **tercer capítulo**, *Campo de vientos en superficie*, se abordan los siguientes objetivos parciales:

- i. Analizar estadísticamente las series históricas del campo de vientos en superficie.
- ii. Evaluar la “aplicabilidad temporal¹³” de los esquemas tradicionales de clasificación de la estabilidad atmosférica, atendiendo a los registros de la radiación solar total y de la velocidad del viento en superficie.
- iii. Analizar la capacidad de ventilación, recirculación y condiciones de estancamiento de las masa de aire en la zona de estudio.

4. El **cuarto capítulo**, *Campo de vientos en altura*, se centra en los dos objetivos parciales siguientes:

- i. Analizar estadísticamente las direcciones predominantes del campo de vientos en altura (direcciones preferentes de transporte en altura).
- ii. Evaluar la viabilidad de caracterizar la capacidad dispersiva de la atmósfera sobre la zona de estudio, a partir del uso exclusivo de las condiciones sinópticas.

2. **SEGUNDO BLOQUE TEMÁTICO**, constituido por los capítulos cinco, seis y siete; y titulado *Caracterización de la dispersión*.

A lo largo de estos capítulos se establecen las pautas de caracterización de la dispersión en la zona de estudio. Con él se pretende caracterizar la dispersión atmosférica de las emisiones de la central térmica de Andorra, bajo las condiciones dispersivas estadísticamente más representativas de la zona.

5. El **quinto capítulo**, *Caracterización estadística de la dispersión*, se desarrolla entorno a los dos objetivos parciales siguientes:

- i. Describir estadísticamente la capacidad dispersiva de la atmósfera en la zona de estudio, bajo condiciones invernales de advección del Noroeste.

¹³ En este contexto se entiende por aplicabilidad temporal al tiempo, en términos porcentuales, durante el cual las condiciones meteorológicas registradas en una localidad quedan enmarcadas dentro del esquema tradicional de clasificación de Pasquill-Turner (1961, 1967).

- ii. Cuantificar las diferencias entre los registros dispersivos experimentales y los previstos por algunas de las descripciones clásicas de la dispersión atmosférica.
6. El **sexto capítulo**, *Caracterización numérica de la dispersión*, tiene como objetivos parciales:
- i. Preparar una metodología que permita caracterizar campos de turbulencia en entornos topográficos complejos.
 - ii. Identificar las suposiciones de la aproximación numérica elegida para caracterizar la dispersión de una fuente elevada en un entorno topográfico complejo de la Península Ibérica.
7. El **séptimo capítulo**, *Descripción de dos escenarios dispersivos*, tiene como objetivos parciales:
- i. Corroborar que la metodología propuesta es una herramienta eficaz para el estudio de las condiciones dispersivas en un entorno topográfico complejo de la Península Ibérica bajo diferentes escenarios de dispersión.
 - ii. Describir numéricamente el campo de turbulencia de diferentes escenarios dispersivos característicos de la zona de estudio.
 - iii. Determinar las limitaciones de la metodología propuesta.
8. Finalmente se ha añadido un **octavo capítulo**, *Consideraciones finales*, donde por un lado, se hace un sumario de las principales conclusiones y consideraciones que se han ido exponiendo a lo largo de todos los capítulos previos; y por el otro, se proponen aspectos a considerar para continuar (y, en algún caso, ampliar) las líneas de investigación ya existentes.

Los siete anexos incluidos, ordenados de la letra A a la G, complementan determinados aspectos a los que se alude a lo largo de los ocho capítulos anteriores. Han sido separados del texto principal para mantener centrada, en la medida de lo posible, la línea argumental seguida a la largo de la memoria. En ellos, o bien se aportan evidencias experimentales adicionales que corroboran afirmaciones o suposiciones explícitamente enumeradas a lo largo de los capítulos, o bien incluyen definiciones o propiedades matemáticas empleadas en los desarrollos estadísticos o físicos presentados a lo largo de la memoria.

- A. En el **anexo A**, *Estadísticos*, se definen los estadísticos empleados en los diferentes ajustes realizados a lo largo, fundamentalmente, de los capítulos cinco y siete.
- B. En el **anexo B**, *Rosas de estabilidades*, se incluyen las frecuencias direccionales del viento en superficie, en el entorno de la central térmica de Castellón, agrupadas por clases de estabilidad (según la clasificación de Pasquill-Turner, 1961-67).
- C. En el **anexo C**, *Modelo bidimensional*, se describe un modelo bidimensional del campo de vientos en superficie susceptible de describir cualitativamente una cuenca aérea en términos de capacidad de ventilación, de recirculación y de estancamiento.
- D. En el **anexo D**, *Estadística de la turbulencia*, se hace un breve repaso a la estadística habitualmente empleada para describir la turbulencia de la capa límite atmosférica. Este anexo, únicamente se centra en aquellas definiciones y propiedades que se emplean a lo largo de los capítulos cinco y seis.
- E. En el **anexo E**, *Aproximación pseudo-lagrangiana*, se presenta un resumen de las definiciones y las restricciones geométricas empleadas en el cálculo del coeficiente de dispersión horizontal transversal a partir de las medias efectuadas con un COSPEC (espectrómetro de correlación).
- F. En el **anexo F**, *Cadena de Markov*, se describe el proceso de obtención de las componentes turbulentas del campo de velocidad del viento.
- G. En el **anexo G**, *Capa límite y turbulencia*, se contextualiza la parametrización de la capa límite empleada en las simulaciones numéricas presentadas en el capítulo siete.

Por último se ha incluido una sección, *Bibliografía*, relativa a las publicaciones y documentos técnicos consultados a lo largo de esta tesis doctoral; y a las que se hace referencia a lo largo del texto.

Método experimental

*La fantasía y la conjetura
son la plaga del intelectolimitado,
pues éste mora en la oscuridad*

The Mathnawi; Vol. 3
J. Rumi

En este capítulo se describen la instrumentación y la estrategia de medida en las que sustenta la parte experimental de esta tesis doctoral, y que han sido empleadas, desde 1995 hasta la actualidad, para la vigilancia y el seguimiento de las emisiones de la central térmica de Andorra (CT).

El capítulo está dividido en cuatro apartados. En el primero se describe el área de estudio en el que se centra esta investigación. En el segundo se hace un breve repaso de la instrumentación empleada para registrar tanto los impactos en el suelo, como la dispersión en altura del penacho emitido por la CT. A lo largo del tercero, se describe la estrategia de medida diseñada. En el cuarto apartado se aborda el procesamiento de los registros experimentales; tanto en lo concerniente a los registros meteorológicos y de calidad del aire, como a los registros del penacho de la CT.

La mayor parte de los procedimientos relativos a la obtención de información dispersiva del penacho de CT, fueron desarrollados en el contexto del trabajo de investigación conducente a la obtención del Diploma de Estudios Avanzados (DEA) [Palau, J.L.; 2001]; por ello en este capítulo (último apartado) únicamente se enuncia el modelo

geométrico-estadístico en el que se basa la obtención de la dispersión horizontal de un penacho elevado (aproximación Pseudo-Lagrangiana).

El desarrollo y la justificación exhaustivos del procedimiento de cálculo de las dispersiones horizontales de un penacho elevado se pueden encontrar en el trabajo de investigación anteriormente referido [Palau, J.L.; 2001], (no obstante, se adjunta un breve resumen en el anexo E de esta memoria).

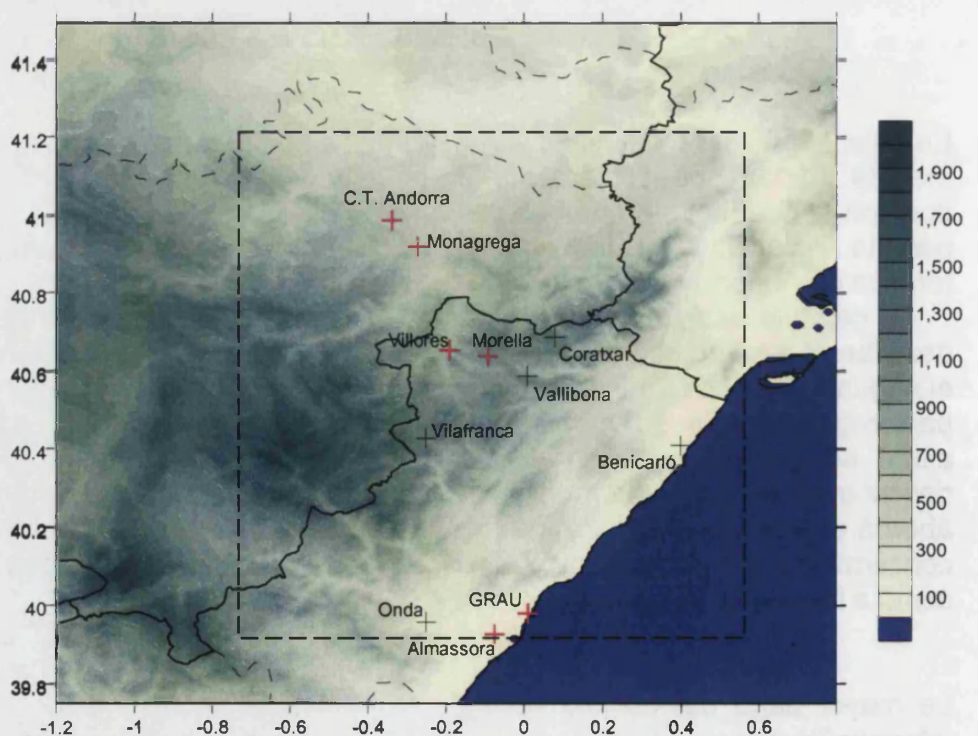
2.1 Área de estudio

La cuenca aérea objeto de estudio comprende parte de las provincias de Castellón, Tarragona y Teruel, y abarca las estribaciones más nororientales del Sistema Ibérico (predominando, en esta zona, como dirección general del Sistema, el Noroeste-Sureste), el sureste del valle del Ebro y la costa septentrional de la provincia de Castellón.

Se extiende entre las latitudes $41^{\circ} 15' 31''$ N (poco más allá de la de Tarragona) y $39^{\circ} 58' 00''$ N (poco más al sur de la población de Castellón de la Plana), y entre las longitudes $0^{\circ} 44' 39''$ W (aproximadamente en la vertical de Zaragoza) y $0^{\circ} 31' 34''$ E (frente a las costas de Vinaroz). Esto equivale a unas distancias, en las direcciones Norte-Sur y Este-Oeste, de 110 Km, aproximadamente.

Gráfico 2.1

Imagen del Norte de la Comunidad Valenciana. Aparecen parte de las provincias de Teruel, Tarragona (con el Delta del Ebro) y Castellón. En línea discontinua el área de estudio de este trabajo, al Sureste de la Central Térmica de Andorra. En rojo se indican los emplazamientos de los que se han empleado registros meteorológicos (Torre de 60 metros de la Central Térmica, Monagrega, Villores, Morella, Grau de Castellón y Almassora). Las cotas topográficas están expresadas en metros.



Incluye parte de la zona plana y semiárida de Calanda (a unos 100 Km de la costa), diferentes sierras pertenecientes a la parte Nororiental del sistema Ibérico (Ports de Besit) y la Plana de

Castellón. Esta planicie costera está delimitada al Norte por una cadena montañosa que tiene su altura más elevada en el monte Bartolo (780 m), que se encuentra a tan sólo 6-7 Km de la costa, siendo su vertiente mediterránea muy escarpada. Hacia el interior (Oeste), la Plana de Castellón se extiende 20-30 Km tierra adentro. A esta distancia de la costa arrancan, en dirección SE, varios valles (como el del río Millars, a la altura de Onda y Almassora). Hacia el Sur, la Plana se prolonga en una franja de unos 10-15 Km. La región más Suroccidental de la zona de estudio incluye la Sierra de Gúdar, con alturas máximas de unos 2100 m (a unos 70 Km de distancia de la franja costera).

El elevado gradiente topográfico, así como una orografía compleja (con infinidad de valles más o menos escarpados) y una gran variedad en los tipos y usos de suelo (desde zonas semiáridas a zonas agrícolas del litoral, pasando por regiones de bosque mediterráneo), justifica la necesidad de caracterizar, en la medida de lo posible, los diferentes puntos de medida de parámetros meteorológicos, en términos de capacidad de ventilación, para poder identificar y describir los escenarios dispersivos que determinan la dinámica de los contaminantes atmosféricos en esta cuenca.

2.2 Instrumentación

Los registros del penacho de la CT se han realizado mediante el empleo de una técnica de espectroscopía de correlación dispersiva desarrollada entre los años 60 y 70 [Millán, M. y Newcomb, G.S.; 1970], [Moffat, A.J. y Millán, M.; 1971], [Millán, M. y Hoff, R.M.; 1977], [Millán, M.; 1980]. Esta técnica de teledetección permite determinar la concentración de una masa de gas de SO₂ o de NO₂ (por ejemplo, el penacho de una chimenea), a partir de su espectro de absorción y empleando como fuente radiativa la radiación solar difusa recibida en la superficie terrestre.

Para poder llevar a cabo el estudio del comportamiento dispersivo del penacho de SO₂ emitido por la CT, es necesario diferenciar lo que son concentraciones en altura de lo que son impactos del penacho en el suelo, realizando las medidas a distintas distancias del foco emisor [Millán et al.; 1976]. Por ello se equipó una furgoneta con un espectrómetro de correlación (capaz de registrar la distribución de concentración de SO₂ del penacho en altura) y con un analizador de respuesta rápida (por fluorescencia ultravioleta) capaz de medir la concentración de SO₂ a nivel del suelo [Millán et al.; 1976].

Debido a que los instrumentos están sometidos a unas condiciones de uso extremas, operando bajo condiciones de fuertes vibraciones y aceleraciones y sufriendo importantes cambios de temperatura, existe un intensivo calendario de calibración.

En el caso del espectrómetro de correlación, su alineamiento óptico y su electrónica asociada son revisados cuidadosamente cada semestre para minimizar la deriva diurna de su línea base y para mantener nula la respuesta del instrumento al paso de nubes por el cono de "visión" del telescopio del instrumento [Millán, M. et al.; 1977], [Camagni, P.; 1984] [Millán, M. 1987].

Con el analizador de SO₂, las tareas de calibrado y mantenimiento mensuales consisten en la corrección de la deriva del cero y del Span, y el cambio de filtros.

En los epígrafes siguientes se describen con un poco más de detalle las características operacionales de estos instrumentos de medida.

2.2.1 Analizador de SO₂

Para medir la concentración de SO₂ a nivel del suelo se ha utilizado un analizador de respuesta rápida por fluorescencia pulsada, modelo 43A, de la compañía Thermo Environmental Instruments Inc.

Las condiciones de funcionamiento a las que está sometido el analizador (descritas anteriormente) hicieron aconsejable optar por la fluorescencia pulsada porque ésta presenta varias ventajas sobre otras técnicas de análisis [Thermo E.; 1992]:

- Gran especificidad.
- No utiliza reactivos químicos.
- Gran estabilidad.
- Sencilla calibración.
- Poco sensible a variaciones de temperatura y del flujo del aire.

El principio físico en el que se fundamenta este tipo de monitores es el de la ley de absorción de Lambert-Beer para la radiación monocromática (formulada entre los siglos XVIII y XIX) [Olsen, E.D.; 1990]. La expresión simplificada de esta ley es:

$$I_{\lambda_i} = I_{\lambda_i}(0) \cdot \exp(-K_{\lambda_i} \cdot c \cdot L) \quad (2.1)$$

donde,

- K_{λ} : coeficiente de absorción, característico de cada sustancia.
- c : concentración volumétrica.
- L : longitud del camino óptico recorrido por la radiación incidente.
- $I(0)$: intensidad de la radiación incidente (emitida por la lámpara).

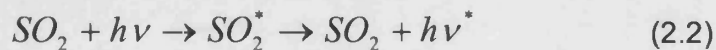
La radiación ultravioleta pulsante emitida por la lámpara, pasa a través de un filtro óptico de banda estrecha, de tal manera que la muestra se irradia con pulsos de luz en la banda UV-C¹, a 216 nm, y ésta es absorbida por el dióxido de azufre según la Ley anterior (2.1).

Las moléculas excitadas permanecen en este estado entre 10⁻⁸ y 10⁻⁴ segundos disipando internamente parte de la energía absorbida

¹ UV-C: Banda de las radiaciones UV menores de 280 nm.

(vibrando y rotando). El regreso de estas moléculas al estado fundamental se produce emitiendo una radiación luminosa fluorescente específica de cada compuesto y con longitud de onda, para el caso del SO_2 , de 350 nm (superior a la de la luz incidente, banda UV-A²). Esta radiación emitida pasa a través de un colimador y un segundo filtro óptico de banda estrecha e ilumina la superficie sensible de un tubo fotomultiplicador provisto de un contador y convertidor de señal analógico.

Esquemáticamente, el proceso de fotoluminiscencia es:



donde $h\nu$ es la radiación incidente (generada por la lámpara) y $h\nu^*$ es la radiación emitida por las moléculas de SO_2 al desexcitarse.

La señal eléctrica producida por el fotomultiplicador es procesada electrónicamente para generar una corriente eléctrica de salida proporcional al número de moléculas de dióxido de azufre excitadas, que a su vez es proporcional a la concentración de SO_2 que hay en la cámara de reacción.

Un fotodetector continuamente registra la radiación pulsante generada por la lámpara ultravioleta, corrigiendo (compensando) las posibles fluctuaciones de la radiación generada. Este diseño, aumenta significativamente la estabilidad del instrumento, previene de la deriva del cero (línea base) debido al envejecimiento de la lámpara y corrige el ruido derivado de la corriente oscura³ del fotomultiplicador [Thermo E.; 1992].

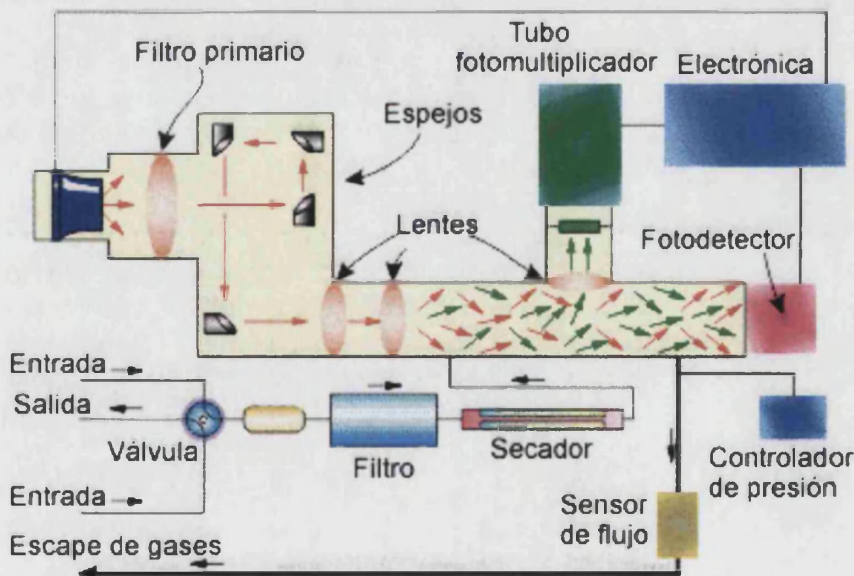


Gráfico 2.2

Esquema del funcionamiento del analizador de SO_2 por fluorescencia ultravioleta pulsada. La radiación ultravioleta pulsada emitida por la lámpara, pasa a través de un filtro óptico de banda estrecha, de tal manera que la muestra se irradia con pulsos de luz en la banda UV-C (a 216 nm, en el gráfico en color rojo) y ésta es absorbida por el dióxido de azufre según la Ley de Lambert-Beer. Las moléculas de SO_2 se desexcitan emitiendo radiación a 350 nm (banda UV-A, en el gráfico en color verde) que es detectada por un tubo fotomultiplicador.

² Banda de los 320 a los 400 nm.

³ Recibe el nombre de "corriente oscura" (en inglés dark current o también dark noise) la corriente que circula por el ánodo cuando el fotomultiplicador está sometido a un voltaje en oscuridad total.

La selección del ancho de banda de los filtros ópticos, para longitudes de onda incidente y fluorescente características del SO_2 , permite la eliminación de interferencias debidas a otros gases, como restos de vapor de agua en la muestra a medir.

Tabla 2.1
Especificaciones técnicas del analizador de SO_2 por fluorescencia ultravioleta pulsada; modelo 43A, de Thermo Environmental Instruments Inc.

Especificaciones del analizador de SO_2	
Rango	0 – 10, 20 50, 100, 200, 500, 1000 ppb
Precisión	$\pm 1\%$ de la lectura
Linealidad	$\pm 1\%$ del rango
Ruido (a concentración 0 ppb)	< 0.5 ppb
Concentración mínima detectable	1 ppb
Deriva del cero	< 1 ppb cada 24 h.
Deriva del Span	$\pm 1\%$ por semana
Tiempo de retardo	8 segundos
Tiempo de subida al 95% del f.e. ⁴	90 segundos
Tiempo de bajada al 95% del f.e.	90 segundos
Rango de temperatura	5°C – 40°C

2.2.2 Espectrómetro de correlación – COSPEC V

El espectrómetro de correlación empleado, el COSPEC V, fabricado por Barringer Research Limited (Canadá), es un sensor remoto pasivo que permite la detección de SO_2 en la atmósfera a partir del análisis de su banda de absorción UV-B⁵ (de la radiación solar difusa recibida en la superficie terrestre) [Millán, M. et al.; 1977], [Millán, M. (2); 1978].

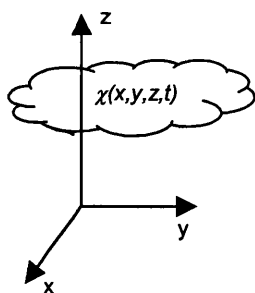
La espectrometría de correlación tiene fundamentalmente dos ventajas: aumenta la respuesta del gas a medir, y reduce los efectos de las interferencias y variaciones espectrales no relacionadas con la presencia del mismo [Albizuri, A; 1995].

La respuesta de este instrumento, en voltios, es proporcional a la integral, a lo largo del camino óptico comprendido entre el infinito y el telescopio del instrumento, de la concentración de SO_2 que haya en la atmósfera en ese momento.

$$S = K \cdot \int_0^{\infty} \chi(x, y, z, t) \cdot dz \quad (2.3)$$

donde,

- S : Señal, en voltios, que se obtiene del COSPEC.



⁴ f.e. : fondo de escala.

⁵ UV-B: Es la banda del espectro ultravioleta comprendida entre los 280 y los 320 nm. Representa sólo el 5% de todo el espectro UV, y el 0.25% de toda la radiación solar que llega a la superficie de la Tierra.

- K : Constante de proporcionalidad (relacionada con la sensibilidad del instrumento⁶), con dimensiones $V \cdot Kg^{-1} \cdot m^2$, o proporcionalmente $V/ppm \cdot m$ [Millán, M.; 1983].
- $\chi(x,y,z)$: Concentración de la especie química a medir (SO_2).
- t : Tiempo.
- z : Eje del telescopio (apuntando al cenit, coincide con la vertical).
- x,y : Ejes del plano perpendicular al eje z.

El COSPEC V permite detectar concentraciones de SO_2 inferiores a 10 ppm·m, pudiendo trabajar con tiempos de respuesta de 1 segundo⁷ [Sandroni, S. y De Groot, M.; 1980].

Estas unidades de medida, unidades de concentración multiplicadas por camino óptico (ppm·m), pueden ser interpretadas como la concentración promedio presente, en ppm (proporcionalmente mg/m^3), si el gas comprendido entre el instrumento y la fuente radiativa estuviera confinado en un metro de espesor [Millán, M. et al. ; 1976].

El instrumento consta de un telescopio Cassegrain que recoge la radiación solar, de un policromador Ebert-Fastie que dispersa y proyecta el espectro de la radiación entrante sobre un disco que gira sobre su eje, y de un fotodetector. La zona del espectro que se desea incida sobre el disco (salida del policromador) se ajusta mediante un tornillo micrométrico que varía el ángulo de incidencia de la radiación entrante sobre la red de difracción.

A la salida del policromador, sobre el disco (que está girando) en el que incide la radiación, se proyectan, para cada longitud de onda, las imágenes de las rendijas de entrada. En este disco, hay cuatro mascarillas que correlacionan "físicamente", dejando o no pasar la radiación asociada con las líneas de absorción del SO_2 (en la zona del espectro comprendida entre los 280 nm y los 316 nm) [Millán, M; 1979] [Millán, M (2); 1978], la radiación de entrada con los picos y los valles de absorción de la molécula de SO_2 .

El COSPEC V es un sistema multiestable [Millán, M.; 1983], que realiza en cada ciclo de medida (giro del disco) cuatro correlaciones (dos de picos y dos de valles de absorción). Después de cada correlación, la luz transmitida ("filtrada" por la mascarilla) es colimada hasta un tubo fotomultiplicador, cuya corriente es proporcional a la radiación recibida (en cada ciclo). De este modo, se produce un tren de cuatro pulsos de corriente (uno por mascarilla) por cada revolución del disco [Pujadas, M.; 2002]. Esta señal modulada es procesada para obtener a la salida una tensión eléctrica analógica proporcional, en cada instante, a la concentración del gas (linealmente integrada en el camino óptico de medida); es decir, el producto "c·L" en la ecuación

⁶ La sensibilidad del COSPEC V es inferior a 10 ppm·m

⁷ $1 \text{ ppm} (SO_2) = 2.86 \cdot 10^{-6} \cdot 273/(273 + T) \text{ Kg/m}^3$

de la ley de absorción de Lambert-Beer (ecuación 2.1). De manera que cuanto mayor sea la intensidad detectada de esos picos y valles, mayor será la concentración integrada de SO_2 .

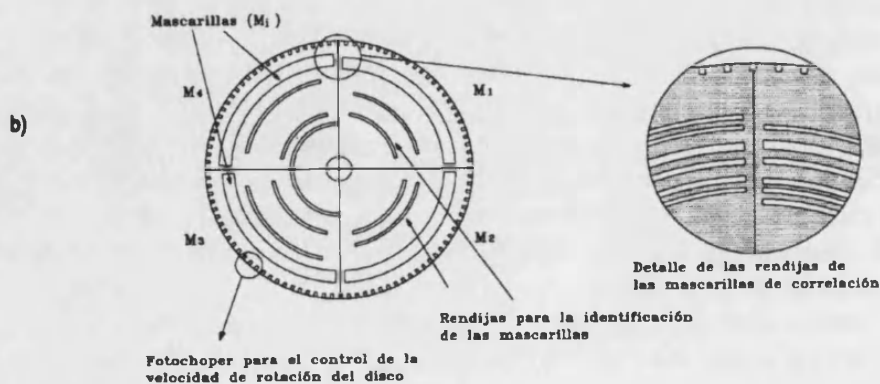
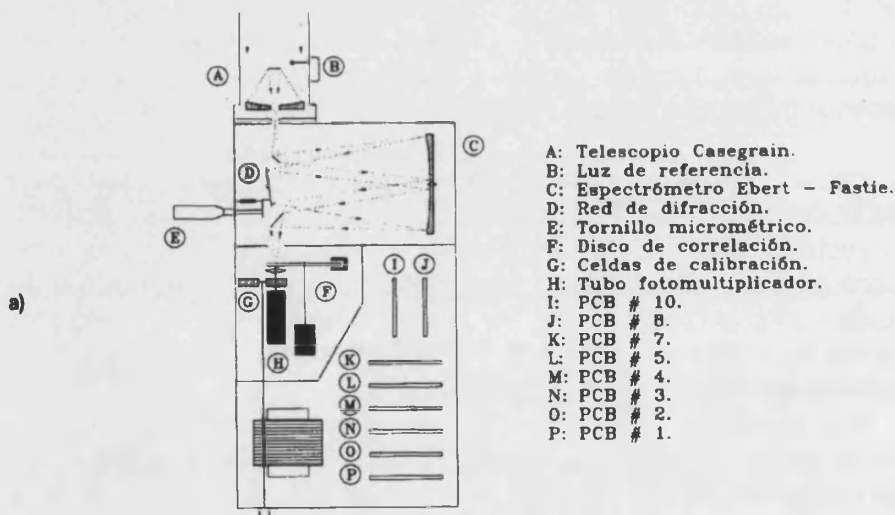
Si se trabajase únicamente con dos longitudes de onda (dos mascarillas, sistema biestable), la generación de la señal (voltaje) de salida respondería a la siguiente proporción (obtenida a partir de la ecuación 2.1, dividiendo las dos ecuaciones monocromáticas que se obtendrían para cada longitud de onda):

$$1 - \frac{I_{\lambda 2}}{I_{\lambda 1}} \cong (K_2 - K_1) \cdot c \cdot L \propto c \cdot L \quad (2.4)$$

Expresión obtenida al desarrollar en serie la exponencial; es decir, asumiendo que el producto "c·L" es "pequeño".

Gráfico 2.3 [Pujadas, M.; 2002]

- a) Esquema del funcionamiento del espectrómetro de correlación, COSPEC V. La luz incidente se hace pasar por un telescopio Cassegrain, una red de difracción y unas mascarillas que sirven para correlacionar dos pico y dos valles del espectro de absorción de la molécula de SO_2 , en el UV-B (entre los 280 y 320 nm). Los PCB # ?, se corresponden con placas electrónicas de procesamiento de la señal eléctrica.
- b) Detalle del disco en el que se encuentran las cuatro mascarillas, sistema multiestable, las rendijas se corresponden con dos picos y dos valles de absorción del espectro característico de la molécula de SO_2 .



El COSPEC V, al trabajar con cuatro mascarillas (cuatro longitudes de onda simultáneamente), genera dos señales analógicas como las de (2.4), las conocidas como señales suplementarias A y B. Estas señales se obtienen según las dos asociaciones (pico[1]-valle[2]_A) y (pico[4]-valle[3]_B). Es decir, la señal suplementaria A es función de las mascarillas 1 y 2; la señal suplementaria B es función de las mascarillas 3 y 4.

De este modo, empleando adecuadamente estas dos señales, se puede llegar a minimizar (o incluso cancelar) el efecto de los cambios de la radiación de fondo (provocados por el movimiento del sol sobre la bóveda celeste y/o por la aparición de nubes), siendo los cambios significativos de la señal de salida del COSPEC V únicamente debidos a las absorciones específicas del SO₂ [Millán, M. y Hoff, R.M; 1977].

Con todo, la señal de salida del COSPEC V está compuesta por la suma de dos señales diferentes, una correspondiente al fondo radiativo (sin absorción de SO₂; línea base) y la señal debida a la absorción detectable del gas [Millán, M.; 1978].

$$V_{salida} \propto \left[\left(1 - \frac{V_2}{V_1} \right) - K \left(1 - \frac{V_4}{V_3} \right) \right] \quad (2.5)$$

donde K es una constante y V₁, V₂, V₃ y V₄ son los voltajes pulsantes generados a partir de la radiación procedente de cada una de las cuatro mascarillas: V₁ y V₄ proporcionales a sendos picos de absorción y V₂ y V₃ a valles.

A partir de la ley de Lambert-Beer (2.1), cuando no hay gas:

$$\begin{aligned} I_1 &= I_1(0) \cong I_2 = I_2(0) \\ I_3 &= I_3(0) \cong I_4 = I_4(0) \end{aligned} \quad (2.6)$$

Siendo I₁ muy diferente a I₄ para el caso del SO₂ [Millán, M.; 1978]; por lo que no es trivial conseguir un "cero" en la ecuación (2.5).

Del mismo modo cuando sí hay gas, es inmediato que

$$\begin{aligned} I_2(cL) \gg I_1(cL) &\Rightarrow A = 1 - \frac{I_2(cL)}{I_1(cL)} < 0 \\ I_4(cL) \ll I_3(cL) &\Rightarrow B = 1 - \frac{I_4(cL)}{I_3(cL)} > 0 \end{aligned} \quad (2.7)$$

ya que, como se indicó, las mascarillas 1 y 4 están asociadas a picos de absorción, y la 2 y la 3 a valles. Conviene remarcar que este cambio de signo únicamente se produce en presencia de gas.

Dado que el COSPEC tiene una línea base que depende del fondo radiativo (sin SO₂), ecuación (2.6), el instrumento incluye dos celdas de calibración con sendas cantidades conocidas del gas a medir (SO₂ en nuestro caso). Estas celdas se pueden introducir manualmente en el camino óptico de la radiación incidente para obtener, en cualquier momento, una adecuada calibración de la respuesta del instrumento (gráfico 2.6).

Desde el punto de vista del procesado e interpretación de los datos, la configuración más sencilla de operación es utilizar el sensor con el telescopio dirigido hacia el cenit. Puesto que la absorción es proporcional al número de moléculas en el camino óptico de la radiación, la medida es independiente de la altura sobre el suelo a la que se encuentre la nube de gas.

El espectrómetro, en el montaje empleado para obtener las medidas presentadas en esta memoria, está instalado sobre un vehículo que viaja por debajo de la nube de gas a medir (ver gráfica II.5).

2.3 Estrategia de medida

Para estudiar del comportamiento del penacho emitido por la CT empleando una unidad móvil instrumentada con el sensor COSPEC V y el analizador de respuesta rápida de SO₂ descritos anteriormente (y dadas las características orográficas de la zona de estudio), fue necesario establecer, aprovechando la red de carreteras, unos recorridos predeterminados por los que realizar las medidas entorno a la chimenea (gráfico 2.4).

Se eligieron unos tramos de carretera que rodeaban a la Central, aunque con una cobertura espacial superior en aquellas zonas o comarcas que financiaron las medidas (zona de Els Ports-EI Maestrat, a través de la Conselleria de Medi Ambient).

Para facilitar la georreferenciación⁸ de las medidas se establecieron puntos de referencia (nodos) distribuidos por la red de carreteras. De esta manera, los transectos realizados por la unidad móvil siempre comienzan en un nodo y finalizan en otro; es decir, para cada transecto están perfectamente determinadas las coordenadas inicial y final, y, de este modo, el recorrido realizado.

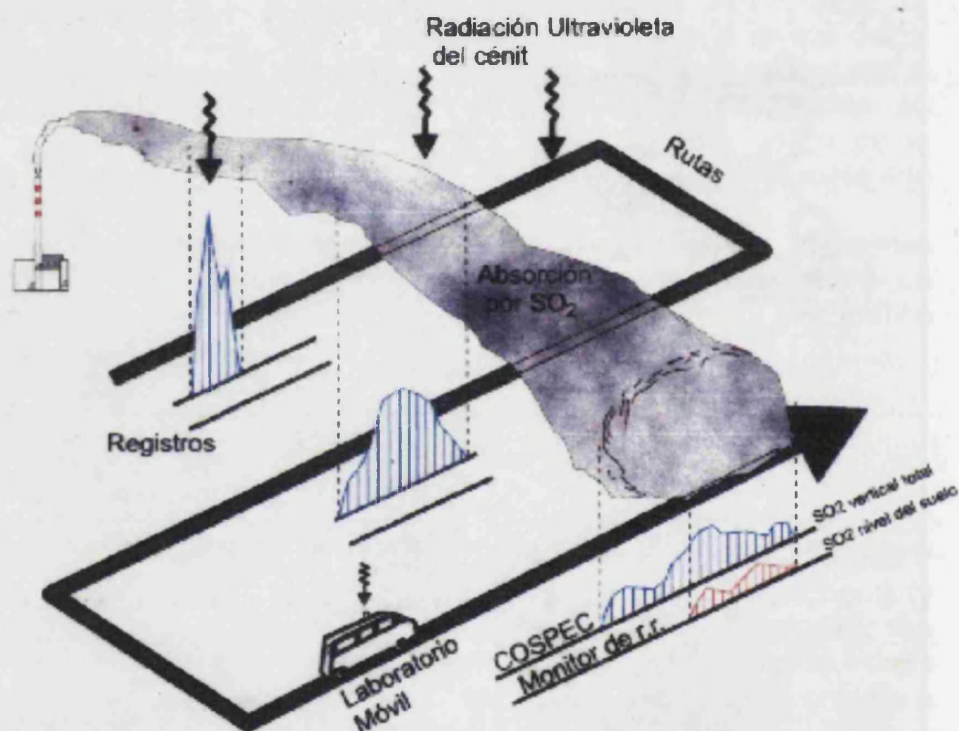
La estrategia de seguimiento del penacho consiste en realizar cortes lo más transversales posible a la dirección de desplazamiento de éste, a diferentes distancias de la chimenea para así, por un lado,

⁸ Georreferenciación: Proceso de asignación de las coordenadas terrestres (latitud y longitud) correspondientes a cada medida puntual (cada segundo) realizada verticalmente a lo largo del recorrido de la unidad móvil.

tener información sobre la dirección de desplazamiento del penacho y de su impacto en el suelo y, por otro, de la dispersión sufrida conforme se va alejando de la chimenea. Las medidas se realizan durante todo el día, de manera que se puedan registrar los cambios de dirección del penacho y los cambios en las condiciones dispersivas producidos a lo largo de la jornada.

Gráfico 2.5

Realización de transectos con la unidad móvil, para la obtención de perfiles de concentración del penacho [CEAM; 1996].



En realidad, mientras el instrumento va desplazándose a lo largo de la carretera (contribución a la dependencia $\chi(x,y)$ de la respuesta del instrumento) se va encontrando con una pluma (o penacho) que cambia espacial y temporalmente, de tal forma que el perfil de la concentración integrada verticalmente que se obtiene no es una imagen "instantánea" del penacho real. Para poder suponer que este perfil tiene cierta semejanza con la sección transversal de la concentración integrada verticalmente del penacho real, se han de poder asumir estas dos hipótesis [Millán, M. et al.; 1976]:

- Que el tiempo de respuesta del instrumento es instantáneo, en relación con los cambios de concentración detectados durante el desplazamiento de la furgoneta.
- Que durante el tiempo empleado en efectuar el corte, el penacho está "congelado", es decir, la distribución de concentración no varía.

Ambas hipótesis son razonablemente justificables cuando:

- Las condiciones atmosféricas son de neutras a muy estables⁹.
- La constante de tiempo del instrumento es baja, por ejemplo de un segundo.

Por ello, y dado que el COSPEC V es un instrumento de respuesta muy rápida (se suele trabajar con tiempos de respuesta de un segundo, como ya se indicó en el apartado 2.2.2), cada transecto, o “corte” transversal del penacho, se realiza en el menor tiempo posible para que, de este modo, sea asumible la hipótesis de estacionariedad de las características físicas del penacho durante el periodo de tiempo empleado en llevar a cabo cada transecto (es decir, considerar que $\chi(x,y,z,t) \cong \chi(x,y,z)$; y, por tanto, suponer que durante la realización de un corte no existe dependencia temporal del campo de concentraciones).

La duración de la medida realizada con el COSPEC V, el tiempo que la furgoneta emplea en realizar un transecto por debajo del penacho (gráfico 2.5), es muy variable y puede oscilar desde unos pocos minutos (~ 5 minutos) hasta tiempos del orden de una hora. En este último caso, como se explicará más adelante, es particularmente necesario realizar un promedio de varios transectos consecutivos para obtener una imagen “representativa”, al menos, de las condiciones promedio de transporte.

Los días de campaña comienzan con la puesta en marcha de los equipos que instrumentan la unidad móvil tan pronto como la intensidad de la luz solar permite al COSPEC V ser operativo. Esto tiene lugar poco después del orto (pudiéndose alargar el tiempo de espera para condiciones de abundante nubosidad). En cualquier caso, se puede considerar que el comienzo de las medidas se realiza cuando el flujo del aire todavía es representativo de las condiciones nocturnas. Las medidas se prolongan durante todo el día hasta momentos antes del ocaso solar.

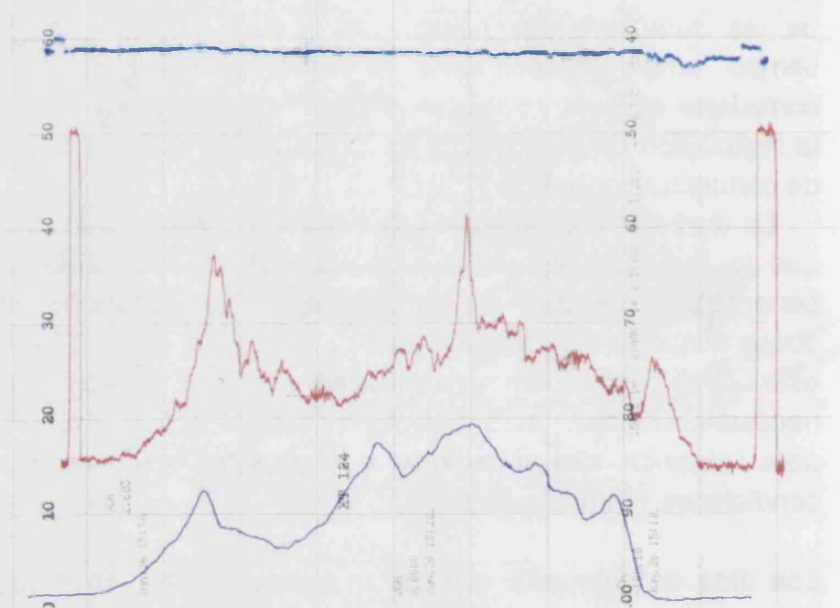
El resultado de una jornada de medidas es un registro de papel con los perfiles correspondientes a cada transecto del penacho. En la gráfico 2.6, que representa a un perfil tal y como es dibujado en el registrador de papel, se observa cómo la señal del COSPEC V tiene, antes y después de cada corte al penacho, unas señales

⁹ En Jose Luis (2001), capítulo de tratamiento experimental (resumido en el anexo E de esta memoria), se discuten diferentes “argucias” matemáticas (promediando de distintas maneras) que se pueden emplear en casos donde la atmósfera sea inestable o muy inestable.

rectangulares que se corresponden con las celdas de calibración a las que se hizo referencia anteriormente (apartado 2.2.2). Como ya se comentó, el motivo de tener que poner celdas de concentración conocida para ver cuál es la respuesta del COSPEC V en cada momento, se debe a que este instrumento carece de un “cero” y se necesita saber cuál es el incremento relativo de la señal para una concentración conocida a lo largo del día; ya que, como la radiación solar difusa va variando a lo largo de la jornada, también lo hace la respuesta del equipo (la línea base).

Gráfico 2.6

Registro gráfico de un transecto realizado con la unidad móvil. En rojo, el perfil obtenido con el COSPEC V (penacho en altura); las dos señales rectangulares se corresponden con la introducción de la celda de calibración. En este caso, la longitud de esas celdas coincide con la respuesta del instrumento para una concentración de 398 ppm-m. El perfil violeta se corresponde con el registro obtenido por el analizador de SO₂ en superficie. La línea superior azul es la señal del AGC ('Automatic Gain Control') del COSPEC e indica, básicamente, que las condiciones ópticas no variaron a lo largo del tiempo que se empleó en realizar la medida (en este caso aproximadamente unos 25 minutos).



2.4 Procesamiento de los registros experimentales

Junto a los datos obtenidos con la furgoneta en cada una de las campañas de campo (de medición directa del penacho en altura y de sus impactos con el suelo) se cuenta con la red de cabinas de control de la calidad del aire de la Generalitat Valenciana y con una serie de torres meteorológicas.

A lo largo de los años se ha ido elaborando una base de datos constituida por toda la información meteorológica y de calidad del aire disponible. Ésta está constituida básicamente por información en superficie (a 10 metros sobre el nivel del suelo).

Conviene enfatizar que la información meteorológica disponible de las capas medias y altas de la atmósfera es escasa. No existen sondeos meteorológicos realizados sistemáticamente en las

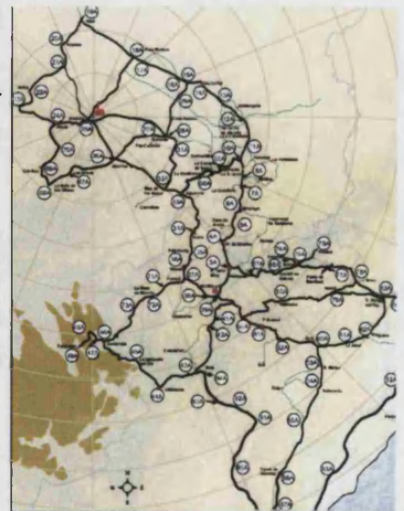
proximidades de la chimenea. Por ello, la información relativa a la estabilidad de la atmósfera se ha de deducir a partir de datos registrados en superficie y, cuando se dispone de ellos, también a partir de los sondeos que el INM (Instituto Nacional de Meteorología) realiza de manera sistemática en Zaragoza y Palma de Mallorca.

Por el contrario, se dispone en la actualidad de una base de datos de más de 2800 transectos del penacho en altura, realizados a lo largo de los últimos nueve años, de manera aleatoria, bajo diferentes condiciones meteorológicas y a distintas distancias del foco emisor.

Todos los análisis empíricos que sobre la dispersión se han realizado en esta zona y con esta base de datos, han sido posibles gracias a la financiación que el proyecto, en su globalidad, recibió por parte de la Conselleria de Medi Ambient (Generalitat Valenciana). Es más, difícilmente se hubiera podido conseguir financiación para realizar un estudio tan extenso del comportamiento del penacho con criterios estrictamente dispersivos. En este sentido, frente a la ventaja que representa el disponer de una base de datos tan extensa (desde el punto de vista de la identificación/caracterización de escenarios susceptibles de ser estudiados y de su representatividad estadística), existen limitaciones intrínsecas al planteamiento del experimento (campañas experimentales). Estas limitaciones se derivan del hecho de que las campañas experimentales se diseñaron con el objetivo específico de vigilar las emisiones de la CT y el de diagnosticar la situación de la calidad del aire en las comarcas del Norte de la Comunidad Valenciana.

Éstas limitaciones hacen referencia a aspectos como:

- La distribución inhomogénea de la red de carreteras utilizada para medir con la unidad móvil alrededor de la CT (gráfico 2.4). Existe, en la dirección SE, una mayor cobertura por lo que en esta sector es posible realizar transectos del penacho a diferentes distancias; no siendo así en otras direcciones (hacia el Oeste, por ejemplo).
- La resolución de la red de carreteras es de un kilómetro. Esto implica que únicamente se tienen registrados y georreferenciados valores de concentración de los gases del penacho cada kilómetro. En estudios dispersivos, esta resolución limita fuertemente la precisión de los resultados.
- Frente a la configuración de la red de carreteras existente, bajo un punto de vista meramente dispersivo lo deseable hubiera sido elegir carreteras (atendiendo al método de medida) lo más transversales posibles a las direcciones de transporte del penacho (para obtener distribuciones de concentración



representativas) y en arcos emplazados a diferentes distancias de la chimenea.

- La información meteorológica disponible de las capas altas de la atmósfera es escasa. No existen sondeos meteorológicos realizados sistemáticamente en las proximidades de la chimenea. La información relativa a la estabilidad de la atmósfera y a las condiciones dispersivas se ha de deducir a partir de datos registrados en superficie y de los sondeos sistemáticos que dos veces al día se realizan en Zaragoza.

La investigación que se presenta en los dos bloques temáticos que siguen a este capítulo, se pone de manifiesto que, pese a las limitaciones antes apuntadas, es posible realizar ciertos análisis dispersivos siempre y cuando los registros del penacho obtenidos con el COSPEC V se procesen e interpreten adecuadamente.

La información potencial incluida en esta base de datos, y que puede ser aprovechada aplicando la metodología que se presenta en esta memoria, difícilmente se puede encontrar en cualquier otro análisis, de entre los publicados hasta la fecha, sobre el comportamiento de las emisiones de chimeneas elevadas en entornos topográficos complejos.

Los diferentes parámetros medioambientales y meteorológicos que constituyen la base de datos antes referida son:

- Los datos obtenidos en las cabinas automáticas de la Red de Control de la Calidad del Aire de la Comunidad Valenciana, ubicadas desde 1995.
- Los datos sobre la dinámica del Penacho de la CT desde finales de 1994 hasta la actualidad, obtenidos por la Fundación CEAM con sus unidades móviles equipadas con un COSPEC V para la medida remota de SO_2 , es decir, del penacho en altura; y un monitor de respuesta rápida de SO_2 en superficie, para determinar las áreas de impacto del penacho en el suelo. En esta investigación se han empleado los registros disponibles de Morella y Grau de Castellón.
- Los datos, velocidad y dirección del viento, de las torres meteorológicas de la Fundación CEAM (a 10 m. de altura sobre el nivel del suelo). Con estas torres se complementa la información meteorológica proporcionada por las cabinas y posibilitan la determinación del campo de vientos en superficie y, por tanto, los flujos de aire entre la franja costera y el interior dentro de la capa límite planetaria. En esta investigación se ha empleado la

información disponible de una torre ubicada en el valle del río Bergantes (entre los pueblos de Villares y el Forcall, en el interior de Castellón).

- Datos meteorológicos, a 10 y 60 metros sobre el nivel del suelo, y de concentración de SO₂ a 10 metros, suministrados por ENDESA¹⁰ (propietaria de la CT) para algunos periodos comprendidos entre 1997 y 2001. Estos emplazamientos se encuentran en las proximidades de la CT (< 25 kilómetros), en La Monagrega, Foz-Calanda, Mas de las Matas y en las instalaciones de la CT.

Atendiendo a criterios de calidad de los datos, no se han empleado la totalidad de las series históricas disponibles en estas bases de datos; ni tampoco de todos los emplazamientos por resultar redundantes para los fines de este trabajo de investigación. Por ello, en cada capítulo se detalla en forma de tabla la información experimental empleada.

Dado que el primer bloque temático aborda la cuestión de la caracterización estadística de la cuenca aérea en la que se encuentra la CT de Andorra; a lo largo de los capítulos tres y cuatro se emplean series históricas largas (tabla 2.2 y gráfico 2.1); determinándose los periodos empleados (fundamentalmente para el caso de los registros del transporte del penacho en altura) a partir de la disponibilidad de medidas meteorológicas simultáneas.

EMPLAZAMIENTO	PERIODO EMPLEADO
Almassora	1977 – 1993
Grau de Castelló	1997 – 2002
Morella	1995 – 2002
Villares	1997 – 1999
Monagrega	1997 – 2001
Torre 60 m (CT de Andorra)	1997 – 2001
Registros del penacho en altura	1997 – 2001

Tabla 2.2
Registros experimentales empleados a lo largo del primer bloque temático.

En el segundo bloque temático, los registros meteorológicos empleados estuvieron condicionados a las fechas en las que se llevaron a cabo medidas del penacho de la CT con la unidad móvil instrumentada (tabla 2.3)

¹⁰ ENDESA; Empresa Nacional de Electricidad, S.A.

Tabla 2.3

Total de días de campaña efectuados con la unidad móvil instrumentada con un COSPEC y un analizador de SO₂ de respuesta rápida.

	Nº total de días de Campaña				
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno	Anual
1995	22	19	26	20	87
1996	12	12	10	13	47
1997	9	8	8	10	35
1998	11	9	10	10	40
1999	9	6	11	9	35
2000	11	21	12	6	50
2001	9	3	11	3	26
2002	6	9	12	9	36
TOTAL	89	87	100	80	356

En el capítulo cinco se realiza una caracterización estadística de la dispersión del penacho bajo condiciones invernales de advección del Noroeste bajo condiciones de estabilidad de estable a neutra (según los criterios de estabilidad de Pasquill-Turner; 1961, 67). La condición de estabilidad se impuso a partir de los registros del viento y de la radiación solar registrados en las torres meteorológicas ubicadas en la zona de estudio y, cuando estaba disponible, del sondeo meteorológico efectuado a las 12:00 h. en Zaragoza.

Este proceso, redujo a 40 los días de campaña empleados en el análisis estadístico del capítulo cinco (comprendidos entre 1995 y 1999, tabla 2.4).

Tabla 2.4

Total de días de campaña efectuados con la unidad móvil instrumentada, bajo condiciones de estables a neutras en días de invierno, y con un régimen de vientos de advección del Noroeste.

Nº total de días invernales de advección del NW	
1995	11
1996	6
1997	7
1998	8
1999	8
TOTAL	40

Para esta caracterización estadística de la dispersión no se consideraron los registros del penacho posteriores a 1999, para evitar posibles sesgos producidos por el cambio de las condiciones dispersivas del penacho de la CT derivados de la entrada en funcionamiento de equipos de desulfurización la primavera de 1999 [CEAM; 2003].

En el capítulo siete, se analizan dos campañas de medidas de tres días de duración cada una (en el verano de 1995 y en invierno de 2001). La información meteorológica y de concentración de SO₂

empleadas varía sustancialmente en uno y otro caso (tabla 2.5 y gráfico 2.4)

EMPLAZAMIENTO	[SO ₂]	METEOROLOGÍA
Central térmica	*****	A 60 metros
Monagrega	verano	*****
Foz-Calanda	verano	*****
Alcorisa	verano	*****
Mas de las Matas	verano	*****
Torrevelilla	verano	*****
Ginebrosa	verano	*****
La Cerollera	verano	*****
Morella	Verano e invierno	verano e invierno
Vallibona	Verano e invierno	verano e invierno
Zorita	invierno	invierno
Coratxar	invierno	invierno
Sant Jordi	invierno	invierno

Tabla 2.5

Registros experimentales empleados en los dos escenarios dispersivos (invierno y verano) simulados y analizados en el capítulo siete de esta memoria.

2.4.1 Procesamiento de los registros meteorológicos y de la calidad del aire

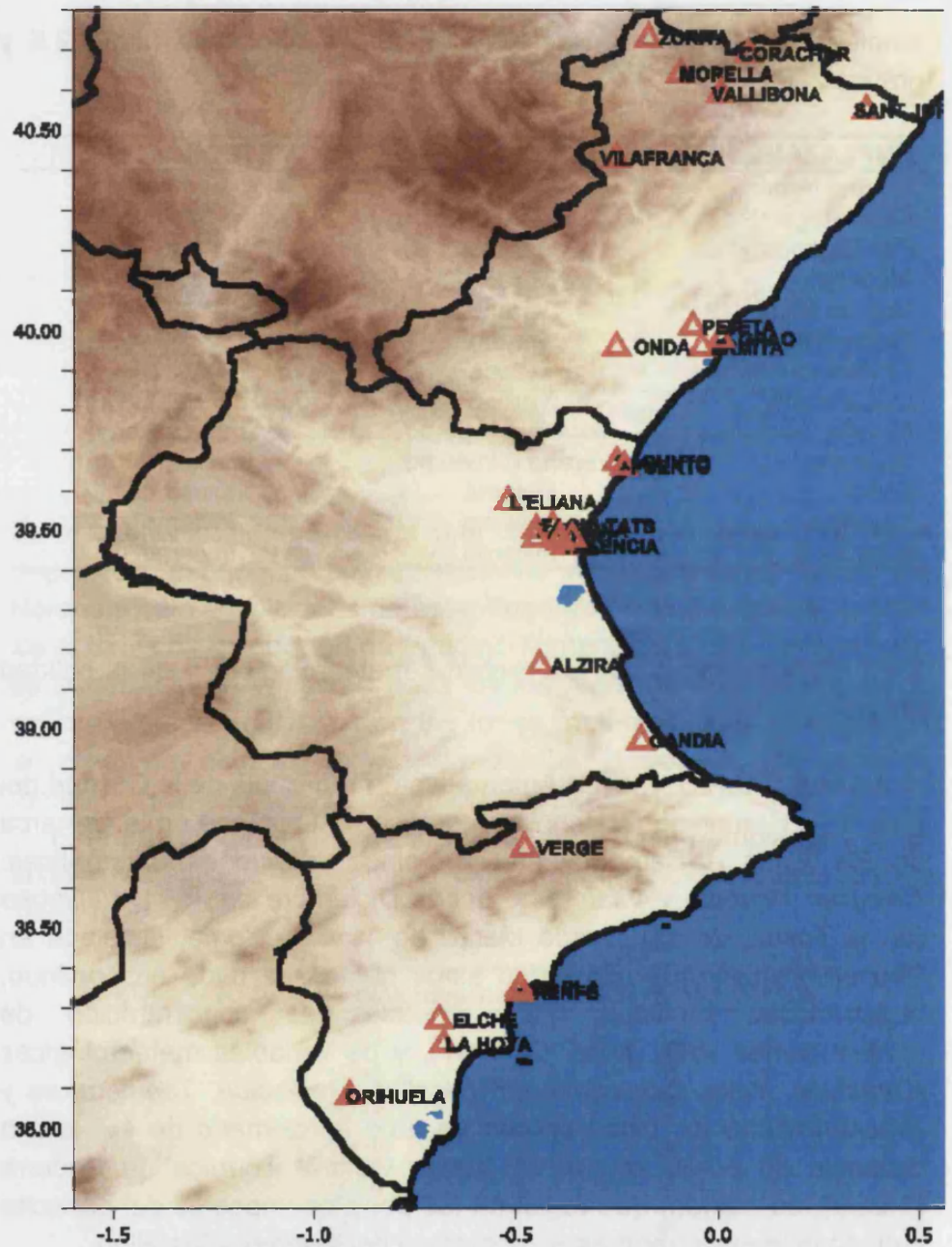
La R.A.V.C.A.C.V. (Red Automática de Vigilancia de la Calidad del Aire en la Comunidad Valenciana, gráfico 2.7) dispone en la comarca de Els Ports – Baix Maestrat de cinco estaciones automáticas: *Coratxar*, *Morella*, y *Vilafranca*, desde Diciembre de 1994, *Vallibona* (en el Tossal Gross), desde Marzo de 1995, y *Zorita*, instalada en Septiembre de 1999. En todos estos puntos se mide en continuo, registrándose medidas quinceminutales de concentración de contaminantes (SO₂, NO_x, O₃, PST), y de variables meteorológicas (*Dirección*, *Velocidad*, *Humedad Relativa*, *Radiación*, *Temperatura* y *Presión*). Entre los cinco cubren un arco aproximado de 45° a una distancia de 50-60 km. al SE de la Central Térmica de Andorra (Teruel), de manera que registran los posibles impactos del penacho cuando este viaja hacia estas comarcas del Norte de Castellón.

Los niveles de SO₂ en la zona están asociados casi exclusivamente a estos impactos, manteniéndose prácticamente despreciables el resto del tiempo¹¹. La posibilidad de impacto depende de las condiciones meteorológicas, siendo un factor de primer orden la dirección del viento, que transporta la pluma hacia esta comarca cuando la circulación es del NW.

¹¹ En la zona de estudio, la CT de Andorra es el único foco importante de emisiones de SO₂. Las evidencias experimentales permiten afirmar que los niveles de fondo promedio se pueden considerar cero (en escala de ppb).

Gráfico 2.7.

Mapa de la Red Automática de Vigilancia de la Calidad del Aire de la Comunidad Valenciana (R.A.V.C.A.C.V.); [Diégez, J.J.; 2001]; actualizado a mayo de 2003.



El control de calidad de los datos de la RAVCACV [Diégez, J.J.; 2001] está garantizado por el de mantenimiento rutinario de los equipos de medida (calibraciones, averías, sustitución de filtros, limpieza,...), y por la validación de los datos realizada de manera rutinaria. Además, el contacto permanente de los responsables de la validación con los responsables de mantenimiento permite a estos atender con rapidez a los problemas que con frecuencia surgen en un sistema de estas características.

La validación de datos se lleva a cabo en sucesivas etapas, y comienza por el filtrado automático de medidas erróneas (autocalibraciones, salidas de escala, etc.) que realiza el propio sistema de adquisición de datos (SAD) en cada estación de la red. Este filtrado genera huecos en las series de datos que se rellenan con el valor estándar -99.99 (las averías o periodos de baja de los monitores generan igualmente huecos). La información almacenada en los SAD es transferida varias veces al día a un servidor central, donde pasan un proceso de validación manual antes de integrarse definitivamente a la base de datos de la RAVCACV¹².

Esta validación manual se lleva a cabo con una frecuencia semanal y con la ayuda de un paquete de software desarrollado específicamente para este fin. El método de validación se ayuda de rutinas que alertan sobre posibles datos erróneos, pero consiste básicamente en la visualización de los gráficos de evolución temporal de todas las variables medidas, y en la anulación, dato a dato, de aquellos valores considerados no válidos. Este método se basa esencialmente, por tanto, en la experiencia del operador y en su conocimiento de las características de cada emplazamiento de medida. En cada anulación se sustituye el carácter o código que acompaña a la medida, y que informa de su calidad, sin que se pierda el valor numérico original que siempre puede ser recuperado.

La validación manual se realiza a dos niveles: Por un lado se revisan las series quinceminutales brutas de la semana anterior. En este nivel se detectan la mayoría de datos erróneos debidos a inestabilidades y desajustes en los equipos, autocalibraciones no filtradas por el SAD, etc. Por otro lado, posteriormente estos datos se añaden a la base de datos histórica y se generan ficheros de promedios horarios y de promedios diarios que de nuevo se grafican y revisan en una base de tiempos mucho mayor a la semanal (anual o interanual). De esta forma se detectan desviaciones y anomalías difíciles de observar cuando se trabaja sobre los periodos semanales. Generalmente en la validación manual se anulan entre un 2 y un 5% de los datos brutos quinceminutales.

La validación de los registros de las torres meteorológicas, se basa fundamentalmente en el conocimiento heurístico de la climatología de la región. Se lleva a cabo mediante la inspección recurrente (en

¹² Se puede consultar, en tiempo real, los niveles de concentración de contaminantes atmosféricos registrados por la RAVCACV en la dirección:
<http://www.cma.gva.es/ftp/ozono/html/ravca.html>

periodos mensuales, semestrales e interanuales) de las siguientes características clave:

- Concordancia de los campos de vientos registrados por las diferentes torres, de acuerdo con las características orográficas de cada emplazamiento.
- Coherencia de la temperatura y de la radiación.
- Inspección visual de la evolución temporal de algunas características meteorológicas como cambios de la dirección del viento, incrementos/descensos de la temperatura, etc.

2.4.2 Procesamiento de los registros del penacho de la central térmica de Andorra

Una vez obtenidos los registros de papel con los perfiles del penacho efectuados con la unidad móvil (gráfico 2.6) se procede a su digitalización.

El proceso de digitalización consiste en transformar la información registrada analógicamente sobre un papel a un formato digital. Para ello se cuenta con una tableta digitalizadora que permite transformar el registro gráfico en ficheros numéricos.

Una vez digitalizados los perfiles hay que georreferenciarlos; es decir, asignar a cada medida de la concentración de SO₂ obtenida, cada segundo, con la furgoneta, las coordenadas terrestres que le correspondan. En esta fase del proceso es necesario utilizar un fichero que contenga las coordenadas de la red de carreteras empleada.

La resolución del fichero utilizado es de 1 kilómetro; de manera que esta distancia determina el grado de suavizado del perfil de concentración, ya que fija el intervalo en el cual se promedian las medidas.

Tras realizar un control de calidad de los ficheros generados (tanto del digitalizado como del integrado o georreferenciado) en el que se verifican posibles errores de formato y de digitalización, ambos ficheros pasan a formar parte de la base de datos y se incluyen en el registro anual.

Por otro lado, y partiendo de los datos de las torres meteorológicas de la Fundación CEAM y de las cabinas de la red de calidad del aire de la Conselleria de Medi Ambient (RAVCACV), se calcula la velocidad y la dirección promedio del viento para cada emplazamiento durante el

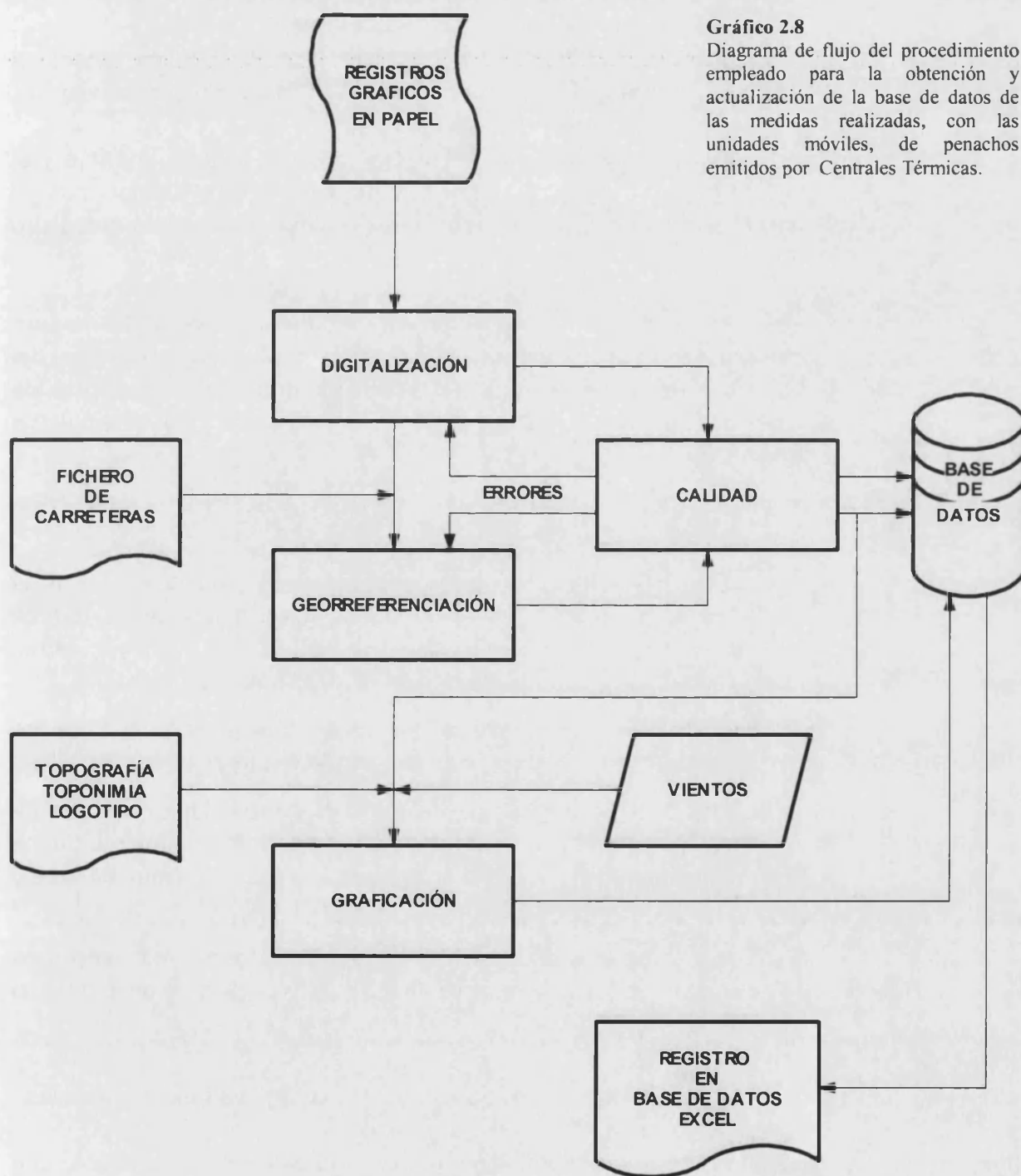


Gráfico 2.8

Diagrama de flujo del procedimiento empleado para la obtención y actualización de la base de datos de las medidas realizadas, con las unidades móviles, de penachos emitidos por Centrales Térmicas.

periodo de tiempo en el que se llevó a cabo cada perfilamiento (transecto). Con estos datos se obtiene un fichero de vientos por cada pareja de ficheros (digitalizado e integrado).

Para realizar la representación gráfica de los perfiles obtenidos con la unidad móvil, se combinan el fichero integrado y el de vientos, y se superponen con un fichero topográfico.

Una vez obtenida la representación gráfica, ésta se imprime y el fichero gráfico generado, junto con todos los archivos previos, pasa a formar parte de la base de datos, incluyéndose a su vez en el registro anual de la base de datos.

Los gráficos impresos se agrupan por días de medidas, de tal manera que por cada día de campaña habrá tantos gráficos como perfiles del penacho fueron registrados por la unidad móvil. Por cada día de campaña, se adjunta a los gráficos correspondientes la siguiente información:

- Los mapas sinópticos de superficie, 850 hPa y 500 hPa; facilitados por el INM.
- Los registros meteorológicos y de diferentes especies químicas (Ozono, NO_x, SO₂, TSP¹³, etc.) de las cabinas de la red de control de la contaminación atmosférica y de las torres meteorológicas que la Fundación CEAM tiene en la zona.
- Los sondeos meteorológicos de las 00:00h. y las 12:00h. de las estaciones de Zaragoza, Barcelona, Mallorca y Madrid.
- Una breve descripción de la situación meteorológica del día de medidas así como un somero análisis del comportamiento de los datos suministrados por las cabinas de la red de calidad del aire y de las torres meteorológicas.
- Los cálculos dispersivos efectuados con los registros experimentales del penacho (mediante una técnica de promedio pseudo-lagrangiana).

2.4.3 Cálculos dispersivos derivados de los registros experimentales

Para obtener la información de los parámetros dispersivos que implícitamente se encuentran en los datos obtenidos experimentalmente en las diferentes campañas de medidas, se procesan los perfiles obtenidos con el COSPEC V empleando un

¹³ TSP; Total Suspended Particles.

procedimiento geométrico-estadístico (aproximación Pseudo-Lagrangiana). Este procedimiento, desarrollado en la década de los años setenta [Millán, M.; 1976], se ha adaptado al entorno de la CT y se ha validado con la base de datos empleada en esta memoria en trabajos de investigación previos [Palau, J.L.; 2001], [Palau, J.L. et al. (4); 2001], [Pérez-Landa, G. et al.; 2002].

La obtención de las dispersiones transversales de las medidas efectuadas con el COSPEC no es inmediata. Como ya se comentó, durante el trayecto a lo largo del cual el COSPEC va midiendo la concentración integrada en la vertical, se va registrando un penacho "no instantáneo"; es decir, uno cuya distribución de concentración cambia en el espacio y en el tiempo. En este sentido, el principal problema a la hora de determinar una dispersión transversal representativa de la dispersión real del penacho, es el hecho de que las condiciones de estabilidad no siempre son neutras o estables. Hay que tener en cuenta que, bajo condiciones de inestabilidad, el penacho puede presentar comportamientos de tipo meandro, rizado (*looping*), bifurcación, etc.; que provocan cambios significativos en la posición y distribución de su concentración antes de que un simple transecto pueda ser completado.

Por todo ello, en general, un solo perfil (obtenido tras un único transecto) no es representativo de un penacho "instantáneo" (que sería el penacho que se observaría al hacerle, en un instante determinado, una fotografía). No obstante, si varios transectos se realizan sucesivamente, el promedio de todos ellos sí que puede llegar a ser representativo del "penacho instantáneo"; y, por tanto, sus parámetros dispersivos representativos de las condiciones de dispersivas que prevalecían durante el periodo de medidas (anexo E).

En el proceso de determinación de la dispersión transversal del penacho (anexo E), los diferentes perfiles obtenidos sobre un mismo tramo de carretera han de combinarse de dos maneras diferentes para obtener sendos perfiles promedio:

- Un perfil promedio del penacho instantáneo, obtenido a partir de un promedio temporal, **promedio pseudo-lagrangiano** [Millán, M.; 1978]. Esta distribución es una imagen de la distribución real del penacho instantáneo, en la que sus coordenadas son relativas al centro de gravedad. En este tipo de promedio no quedan incluidos los efectos de meandro. El penacho pseudo-lagrangiano representa al que un observador vería si pudiera moverse con su centro de gravedad, cuando éste oscila alrededor de su dirección media de transporte (meandro).

- Un perfil promedio del penacho instantáneo, obtenido a partir de promediar en el tiempo y en el espacio según la dirección perpendicular a la del viento medio, o dirección media de transporte, **promedio euleriano** [Millán, M.; 1978]. Este promedio, georreferenciado o "anclado" a unas coordenadas terrestres, nos pondrá de manifiesto las posibles oscilaciones del centro de gravedad del penacho a lo largo del periodo de promediado. El promedio euleriano se corresponde con el penacho promedio que observarían las estaciones de control, fijas en el suelo (en reposo relativo).

En general, la desviación típica de la distribución euleriana será mayor que la lagrangiana debido a que la primera tendrá incluidos los efectos de meandro; sin embargo, los valores máximos de concentración de la distribución pseudo-lagrangiana serán mayores que en la otra distribución, ya que se han hecho coincidir los centros de gravedad de las distribuciones a promediar.

El perfil promediado en el tiempo (pseudo-lagrangiano), muestra la difusión relativa del penacho ya que este promedio mantiene desacopladas las características dispersivas del penacho: bifurcación, efecto de la cizalladura direccional del viento (sesgo de la distribución), efecto de la cizalladura de la velocidad del viento (curtosis), etc. [Millán, M.; 1978].

Es por todo ello, por lo que en los análisis dispersivos efectuados en esta memoria, las dispersiones transversales empleadas se corresponden con las calculadas a partir de los promedios pseudo-lagrangianos.

La significación física de este parámetro dispersivo calculado, se verifica a partir de la intercomparación de ambos promedios y de las condiciones en las que se llevaron a cabo las medidas.

Este procedimiento de validación, de carácter geométrico, se basa en los trabajos efectuados por Millán (1976 y 1978) para cuatro tipos diferentes de estabilidad (de estable a muy inestable) y en la adaptación desarrollada para el entorno específico de la CT [Palau, J.L.; 2001]. El procedimiento consiste, esencialmente, en la intercomparación de las posiciones de los centros de gravedad de cada uno de los perfiles registrados con el COSPEC y de los centros de gravedad de los promedios euleriano y pseudo-lagrangiano.

BLOQUE PRIMERO

Cuenca aérea



“Para establecer un control eficaz de la contaminación atmosférica dentro de una cuenca aérea definida, es necesario determinar y analizar las condiciones de difusión y ventilación en la cuenca, las típicas y las más extremas tanto favorables como desfavorables. Esto es especialmente aconsejable en áreas con topografía compleja. Es importante además caracterizar las situaciones de transición, que pueden utilizarse como indicadores de una situación (dispersiva) tipo a la siguiente.”

Millán M. Millán, Alonso, L.; Legarreta, J.A.
Dispersión de contaminantes en la atmósfera: Parte I
Revista Energía; pág. 92; Julio-Agosto. 1986

Como paso previo a la caracterización del comportamiento dispersivo de la contaminación atmosférica en el entorno orográfico concreto objeto de este estudio, es necesario un conocimiento exhaustivo de las características dinámicas del campo de vientos del entorno geográfico de la Central Térmica de Andorra (Teruel).

En este sentido, y para poder interpretar de manera adecuada los registros meteorológicos (locales), y dispersivos, registrados durante la fase experimental de esta tesis doctoral (presentados a lo largo de este primer bloque temático), es necesario hacer un breve repaso de las características específicas de la dinámica atmosférica en la cuenca mediterránea, de las sinergias entre las diferentes escalas espacio-temporales, y del efecto que éstas tienen a la hora de configurarse los procesos dinámicos que determinan la dispersión de contaminantes en la vertiente mediterránea de la Península Ibérica.

I.1 Cuenca mediterránea occidental : Interacción entre escalas

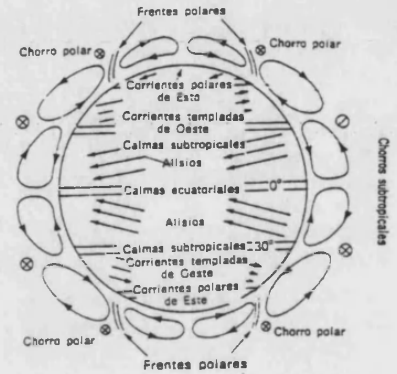
I.1.1 Escalas de los procesos atmosféricos

Los procesos atmosféricos que determinan la meteorología y la dispersión atmosférica de contaminantes se suelen clasificar atendiendo a su escala espacial (o temporal) característica. Orlanski (1975) recomienda distinguir entre las siguientes escalas:

- Macroescala (escala espacial característica superior a 1000 km). En esta escala, el flujo atmosférico está asociado fundamentalmente a las inhomogeneidades del balance energético superficial a gran escala. En el ámbito de estas escalas, la aproximación hidroestática es asumible como válida.
- Mesoescala (escala espacial característica entre 1 y 1000 km). Las características del flujo atmosférico en esta escala están determinadas por efectos hidrodinámicos (por ejemplo, canalizaciones, efectos de rugosidad, etc.) y por inhomogeneidades del balance energético superficial (fundamentalmente debidas a las variaciones espaciales de características como el tipo de usos del suelo, la vegetación, la disponibilidad de agua, etc.; y también de la orientación del terreno, la pendiente, etc.). Desde el punto de vista de la contaminación atmosférica, los efectos térmicos son los más relevantes; dado que éstos son de especial importancia en situaciones de débil forzamiento sinóptico (es decir, con malas condiciones de ventilación). Los modelos meteorológicos mesoescalares deben ser capaces de reproducir las circulaciones locales, como por ejemplo las circulaciones de brisa.
- Microescala (escala espacial característica por debajo de 1 km). En esta escala, el flujo del aire está fuertemente determinado por características superficiales del tipo: geometría de los edificios, su orientación respecto a la dirección promedio del viento, etc. En la generación de los flujos de viento intervienen tanto los efectos térmicos como los efectos hidrodinámicos (canalizaciones, efectos de rugosidad, etc.).

I.1.2 Procesos meteorológicos e interacciones entre escalas

Como es bien sabido, los patrones dinámicos del viento a gran escala están relacionados con el balance energético global (gráfico I-1) y son generalmente independientes de las características orográficas locales. No obstante, a escalas menores, la circulación general sufre "perturbaciones" que están directa y fuertemente determinadas por la orografía y demás peculiaridades locales (y regionales).



BALANCE ENERGÉTICO

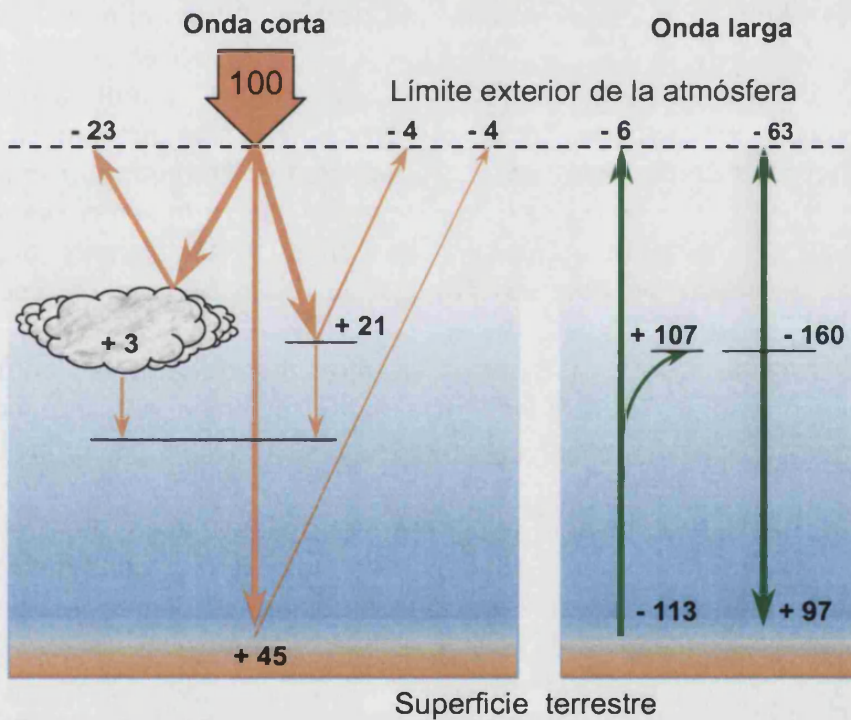


Gráfico I-1

Balance energético global del sistema tierra-superficie terrestre. El 24% del total de la radiación incidente, proveniente del Sol, es absorbida por la atmósfera y un 45% por la corteza terrestre; el 31% restante es reflejada al espacio exterior. Respecto al enfriamiento nocturno (onda larga), un 69% de la energía es radiada al espacio exterior, proviniendo el 16% del enfriamiento de la corteza terrestre y el 53% de la atmósfera [Iribarne, J.V. y Cho, H.R.; 1980].

La cuenca mediterránea presenta una fuerte variabilidad interanual del clima, determinada por la interacción entre la circulación general y el sistema semipermanente de altas presiones Noratlánticas; es decir, por la influencia predominante de las borrascas polares durante el invierno y, durante el verano, por la zona subsidente de la circulación de Hadley¹ (cinturón de altas presiones subtropicales) [Bolle, H.J.; 2003] y el establecimiento de recirculaciones persistentes [Millán, M.; 2002].

¹ La circulación de Hadley consiste en la elevación de aire húmedo cerca del ecuador y el descenso, como aire muy seco, entorno a los 30° de latitud (tras condensar el vapor de agua en la conocida como zona de convergencia intertropical).

Durante la época estival, la cuenca mediterránea está más desacoplada de la circulación zonal (sinóptica) que durante el resto del año. Durante estos meses, los procesos atmosféricos a lo largo y ancho de la cuenca mediterránea están dominados por dos grandes sistemas atmosféricos semi-permanentes, localizados a cada lado de la cuenca: el anticiclón de las Azores al Oeste, y el sistema Monzónico sobre el Este mediterráneo y todo el Suroeste asiático. Como resultado de esta configuración isobárica, se pueden desarrollar diferencias de presión de hasta 30-40 hPa entre la costa Atlántica, al Oeste de Portugal, y la península Arábiga [Meteorological O.; 1962].

En la época estival, las borrascas polares migran con los vientos del Oeste en latitudes al Norte de los Alpes, correlativamente al cinturón de altas presiones subtropicales, y muy raramente afectan a la cuenca mediterránea. Por el contrario, la dinámica atmosférica está fuertemente determinada por los gradientes de temperatura entre el mar y la tierra. Los efectos topográficos adquieren especial relevancia, interactuando fuertemente con los, habitualmente, débiles flujos generales (generados por los sistemas béricos de escalas mayores) [Millán, M. et al.; 1992].

Durante el invierno, la franja costera mediterránea de la Península Ibérica permanece bajo la influencia de la circulación templada, con el régimen típico de las circulaciones zonales y de las perturbaciones del oeste, relacionadas con el frente polar y guiadas por una rama meridional del jet polar. En consecuencia, las masas de aire que afectan esta área tienen su origen, en general, en latitudes medias; y se trata, fundamentalmente, de masas polares marítimas [Martín, J.; 1987].

Por tanto dos tipos de movimientos o circulaciones sinópticas bien diferenciadas, y organizadas, afectan al área mediterránea de la Península Ibérica; predominando la una o la otra según la época del año: la circulación subtropical durante el verano, y la circulación templada durante el invierno.

Se ha de matizar que el establecimiento de flujos del oeste, durante los meses de invierno se interrumpe muchas veces a causa de invasiones de procedencia subtropical y, especialmente, por advecciones septentrionales, que aportan masas de aire árticas (marítimas y continentales), o masas de aire polares continentales, causadas por situaciones de bloqueo provocadas por el anticiclón continental europeo [Martín, J.; 1987, citando a Raso, J.M.; 1978].

En relación con la circulación subtropical, se ha de precisar que su cinturón de altas presiones, que aparece bien definido en altura y que dificulta los movimientos ascendentes en la troposfera media y alta, no se suele observar en la superficie de la Península Ibérica. En las capas bajas, el calentamiento solar intenso provoca la formación de bajas presiones relativas (Baja Térmica Ibérica, BTI) que, potenciadas con un bajo gradiente barométrico a escala sinóptica, generan intensas circulaciones mesoescalares de periodicidad diurna que dificultan los procesos de ventilación (o limpieza) de la atmósfera [Meso; 1992], [Millán, M.M.; 2002].

En los estratos más superficiales de la atmósfera (capa límite), las circulaciones sinópticas se ven fuertemente perturbadas por la topografía, alineándose los flujos zonales según los ejes de cordilleras y valles. El flujo atmosférico, una vez desarrolla la BTI, queda determinado por una combinación de diversos sistemas circulatorios de origen térmico, que se acoplan en un sistema circulatorio organizado (a escala peninsular) durante el día [Meso; 1992].

La cuenca occidental mediterránea está rodeada de montañas de 1500 metros o más. Sus laderas orientadas mayoritariamente hacia el Este y el Sur favorecen la formación de vientos de ladera que refuerzan las brisas de mar, y actúan como "chimeneas" orográficas que conectan los vientos en superficie con los flujos de retorno en altura. De este modo, desde un punto de vista de la contaminación atmosférica, las masas de aire recirculan sobre las zonas litorales, inhibiéndose la ventilación de las mismas [Gangoiti, G. et al.; 2001], [Millán, M.M.; 2002].

En muchos casos, los ejes de las cordilleras y los valles, actúan como verdaderos "canales" que encauzan y reorientan el régimen general de las capas atmosféricas más elevadas. Dos ejemplos de estos "cauces" naturales, próximos a la zona del estudio que se presenta en esta memoria, son el Sistema Ibérico, tal y como apuntaba Capel Molina [Capel, J.J.; 1981], y el valle del Ebro, como se pone de manifiesto a lo largo de este primer bloque temático (capítulos tres y cuatro de esta memoria) a partir tanto de la información meteorológica disponible en superficie, como la obtenida en altura empleando como trazador de oportunidad de las circulaciones en las capas superiores de la capa límite, los registros sistemáticos, efectuados durante cinco años, del penacho caliente de SO₂ emitido desde la chimenea de 343 metros de altura de la Central Térmica de Andorra (Teruel).

I.2 Objetivos y estructura del bloque primero

Como ya se adelantó, este primer bloque temático (“Cuenca aérea”) aborda la descripción estadística del campo de vientos a partir de los datos meteorológicos y dispersivos disponibles, analizándose también las condiciones de ventilación en la cuenca.

Dentro del contexto de esta memoria, con este primer bloque se pretende determinar, cuantificar (en la medida de lo posible) y analizar las condiciones dispersivas que predominan en el área de estudio, como paso previo a la caracterización de la dispersión atmosférica (segundo bloque temático de la memoria).

Este primer bloque está constituido por dos capítulos (el tercero, titulado “*Campo de vientos en superficie*”; y el cuarto, “*Campo de vientos en altura*”).

A lo largo del capítulo tres, *Campo de vientos en superficie*, se abordan los siguientes objetivos:

- i. Analizar estadísticamente las series históricas del campo de vientos en superficie.
- ii. Evaluar la “aplicabilidad temporal²” de los esquemas tradicionales de clasificación de la estabilidad atmosférica, atendiendo a los registros de la radiación solar total y de la velocidad del viento en superficie.
- iii. Analizar la capacidad de ventilación, recirculación y condiciones de estancamiento de las masas de aire en la zona de estudio.

Este capítulo se centra en la presentación y análisis de las series históricas del campo de vientos, con el objeto de caracterizar estadísticamente el régimen predominante de vientos (en superficie) a lo largo de un año “promedio”, así como su capacidad de ventilación en el área de estudio.

De manera simultánea, para completar el análisis anterior y dado que el hilo conductor de toda la memoria es la caracterización de la dispersión atmosférica de una fuente puntual elevada en un entorno topográfico complejo, se aborda la cuestión de la aplicabilidad temporal del esquema tradicional de clasificación de la estabilidad atmosférica de Pasquill-Turner (1961,1967).

² En este contexto se entiende por aplicabilidad temporal al tiempo, en términos porcentuales, durante el cual las condiciones meteorológicas registradas en una localidad quedan enmarcadas dentro del esquema tradicional de clasificación de Pasquill-Turner (1961, 1967).

El capítulo cuatro, *Campo de vientos en altura*, se centra en los dos objetivos siguientes:

- i. Analizar estadísticamente las direcciones predominantes del campo de vientos en altura (direcciones preferentes de transporte en altura).
- ii. Evaluar la viabilidad de caracterizar la capacidad dispersiva de la atmósfera sobre la zona de estudio, a partir del uso exclusivo de las condiciones sinópticas.

Este capítulo se centra en la descripción estadística del régimen predominante del campo de vientos de las capas medias de la troposfera (en la zona de estudio) y de las implicaciones que, en el contexto de la dispersión de contaminantes atmosféricos, tienen las características dinámicas puestas de manifiesto.

Dentro del cuarto capítulo, y como finalización de este primer bloque temático, se ha añadido un último apartado en el que se resumen las características más relevantes del campo de vientos del área de estudio (caracterizados a lo largo de los capítulos tres y cuatro).

Campo de vientos en superficie

*Al igual que la mano sostenida ante los ojos
impide ver la montaña más alta,
así nuestra simple existencia terrenal
nos impide ver los destellos maravillosos y secretos
que el mundo encierra.*

Nachman de Breslau (1772-1810)
Pensador Sufí

Como ya se adelantó en la introducción del bloque temático, éste es el primer capítulo que aborda la cuestión del análisis de la cuenca aérea objeto del estudio presentado en esta memoria, como paso previo a la caracterización de la dispersión de las emisiones sulfurosas de la Central Térmica de Andorra¹.

A lo largo del capítulo se presentan y analizan las series históricas disponibles del campo de vientos en superficie, con el objeto de caracterizar estadísticamente el régimen predominante de vientos, así como su capacidad de ventilación².

¹ A lo largo del segundo bloque temático, se aborda la caracterización de la dispersión de las emisiones de la Central Térmica de Andorra (Teruel) en un entorno orográfico complejo.

² En este contexto, se entiende "la ventilación" como la capacidad que tiene la atmósfera, durante un periodo de tiempo determinado, de transportar y alejar indefinidamente de su(s) foco(s) emisor(es) a la contaminación atmosférica producida.



Tabla 3.1

Emplazamientos, con la disponibilidad de información meteorológica, distancia a la costa, altura sobre el nivel del mar e institución propietaria de los datos meteorológicos empleados.

Los datos empleados fueron registrados en seis emplazamientos de observación meteorológica (para recordar con detalle su distribución espacial, gráfico 2.1 del capítulo dos). Estos emplazamientos (tabla 3.1), gestionados por diferentes instituciones (la Conselleria de Medio Ambiente de la Generalitat Valenciana, ENDESA, la Fundación CEAM y el INM)³, tienen una cobertura temporal diferente, que se extiende desde 1977 hasta 2002. De estos veinticinco años, únicamente hay dos (desde 1993 hasta 1995) de los que no se dispone de información meteorológica en ninguno de los emplazamientos.

Dado que el fin último del trabajo presentado en esta memoria es la caracterización de la dispersión atmosférica de una fuente puntual elevada en un entorno topográfico complejo; a lo largo del primer apartado del capítulo, simultáneamente al análisis de las rosas de viento de cada emplazamiento y para completar su análisis, se aborda la cuestión de la aplicabilidad temporal⁴ del esquema tradicional de clasificación de la estabilidad atmosférica de Pasquill-Turner (1961,1967); realizando una comparación entre emplazamientos con características orográficas diferentes.

EMPLAZAMIENTO	COBERTURA DISPONIBLE	DISTANCIA A LA COSTA (Km)	ALTURA SOBRE NIVEL DEL MAR (m)	PROPIETARIO
Almassora	1977 – 1993	5	20	INM
Grau de Castelló	1997 – 2002	0.5	5	Conselleria M.A.
Morella	1995 – 2002	55	1160	Conselleria M.A.
Villores	1997 – 1999	65	860	Fundación CEAM
Monagrega	1997 – 2001	80	700	ENDESA
CT Andorra	1997 – 2001	90	700	ENDESA

La clasificación de la estabilidad atmosférica en una cuenca aérea determinada es una tarea que se suele realizar habitualmente con el fin de estimar su capacidad de dispersión de emisiones gaseosas contaminantes. Generalmente se suele escoger el esquema de Pasquill (anexo B), por su sencilla implementación y por su generalizada aceptación dentro del contexto del estudio de la dispersión de contaminantes atmosféricos [Palau, J.L.; 2001]. Las clases de estabilidad de Pasquill (anexo B) usualmente empleadas

³ ENDESA: Empresa Nacional De Electricidad, S.A.

CEAM: Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo

INM: Instituto Nacional de Meteorología

⁴ Aplicabilidad temporal : Análisis porcentual del tiempo durante el cual las condiciones meteorológicas registradas en una localidad quedan enmarcadas dentro del esquema tradicional de clasificación de Pasquill-Turner (1961, 1967).

son las que se establecen a partir de la velocidad del viento en superficie y de la radiación solar total [Slade, D.H.; 1968].

A lo largo de este primer apartado se valora si estos intervalos de velocidad representan adecuadamente la distribución porcentual de los regímenes de viento predominantes (aplicabilidad temporal). Conviene enfatizar que no es hasta el segundo bloque de esta memoria (más específicamente en el capítulo cinco) donde se evalúa la "aplicabilidad física"⁵ de este esquema en las zonas montañosas del interior de Castellón (en el entorno de la Central Térmica de Andorra, en Teruel); es decir, donde se analiza si este esquema representa (y agrupa) adecuadamente las condiciones de dispersión de las emisiones sulfurosas de una fuente puntual elevada.

Para completar el análisis de las series históricas del campo de vientos en la zona de estudio, el segundo apartado de este capítulo analiza el campo de vientos basándose en tres factores que habitualmente son empleados para describir los diferentes tipos de condiciones de transporte de las masas de aire (el estancamiento, la ventilación y la recirculación). Este "análisis bidimensional del campo de vientos" permite completar, corroborar y cuantificar la descripción de las características dinámicas del flujo de viento apuntadas previamente.

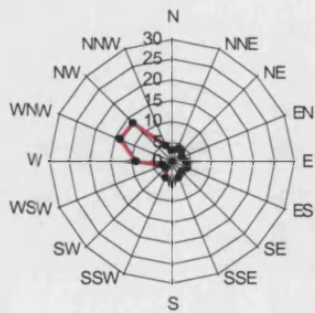
3.1 Series históricas del campo de vientos

En el estudio del clima de una región, la utilización de valores promedio de diferentes medidas meteorológicas ha sido ampliamente criticada, aduciendo que en sí mismos no indican absolutamente nada [Kunow, P; 1966, citando a Schrepfer, H.; 1924], siendo muy discutible el concederles una significación absoluta. En realidad sólo representan valores calculados y aunque se apoyen en magnitudes físicas medidas experimentalmente, en la mayoría de los casos carecen de significación.

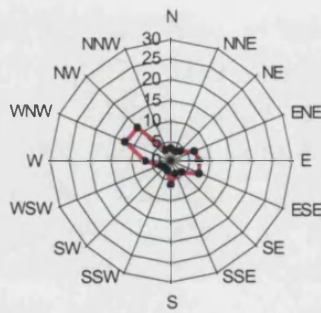
No obstante, la importancia de los valores estadísticos reside en que gracias a ellos es posible establecer comparaciones desde el punto de vista espacial y/o temporal. No en balde el concepto de



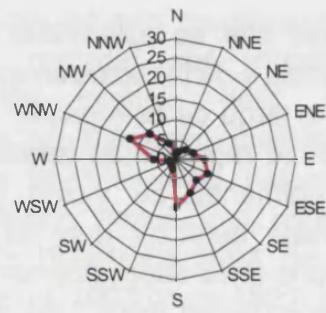
⁵ *Aplicabilidad física: Análisis de la adecuación de la clasificación de Pasquill-Turner con las condiciones dispersivas medidas experimentalmente en un entorno topográfico complejo.*



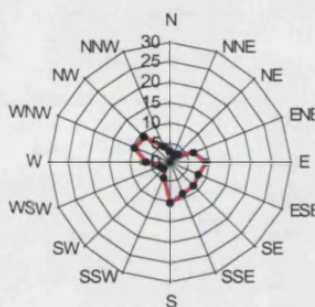
enero
(calmas 18.6%)



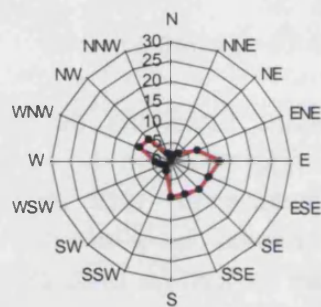
febrero
(calmas 16.0%)



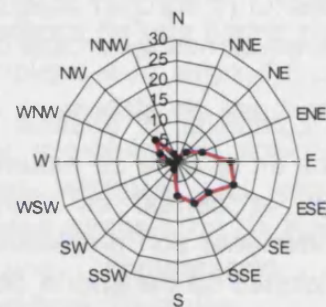
marzo
(calmas 17.90%)



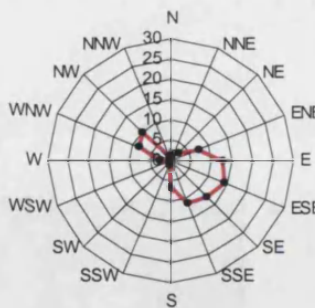
abril
(calmas 16.5%)



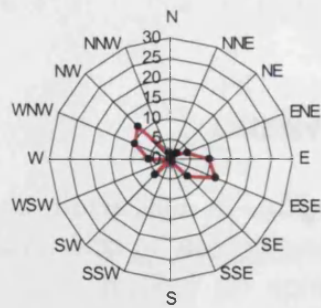
mayo
(calmas 9.8%)



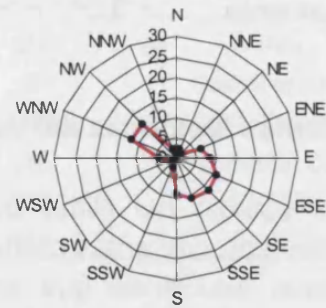
junio
(calmas 10.7%)



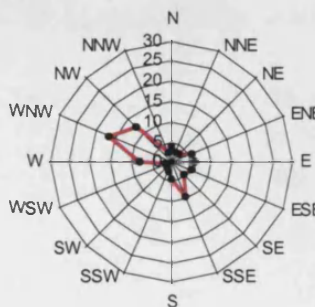
julio
(calmas 6.80%)



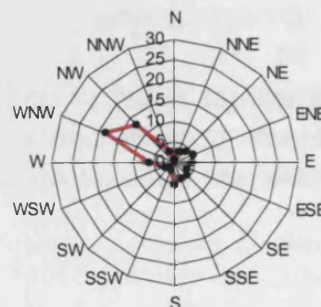
agosto
(calmas 30.00%)



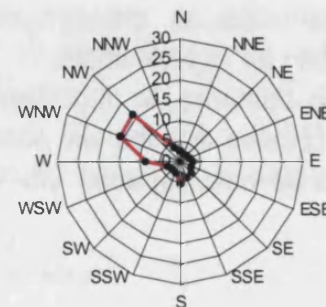
septiembre
(calmas 5.20%)



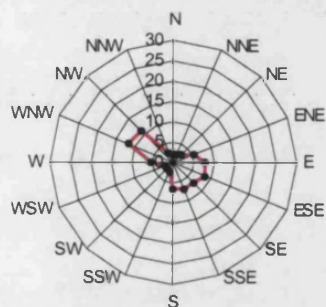
octubre
(calmas 12.80%)



noviembre
(calmas 18.30%)



diciembre
(calmas 17.80%)



promedio anual 1977 - 93
(calmas 15.00%)

Gráfico 3.1 (dos páginas)

Frecuencias direccionales mensuales de la procedencia del viento en la estación de Almassora (Castellón), para el periodo 1977 - 1993. La última rosa se corresponde con el promedio anual de todo el periodo; su marcada bipolaridad está determinada por la canalización de las brisas a lo largo del valle del río Millars; coincidiendo el eje de este valle con la orientación SE-NW de la rosa promedio anual.

clima se puede definir como "el conjunto de los fenómenos meteorológicos que caracterizan el estado medio de la atmósfera en cualquier parte de la superficie terrestre" [Kunow, P.; 1966].

Atendiendo a ambas consideraciones, y con el único objeto de justificar estadísticamente el régimen predominante de vientos a lo largo de un año "promedio" en la cuenca aérea objeto de estudio, a continuación se presentan unas series históricas de velocidad y dirección de viento, de diferentes estaciones meteorológicas:

3.1.1 Estación meteorológica de Almassora (1977- 1993)

Ésta es una estación meteorológica que el INM (Instituto Nacional de Meteorología) tiene en la localidad de Almassora (Castellón). Los datos se han extraído del libro de J. Quereda y E. Montón (1994) y constituyen el resultado estadístico de una serie temporal de 17 años que abarca el periodo 1977-1993.

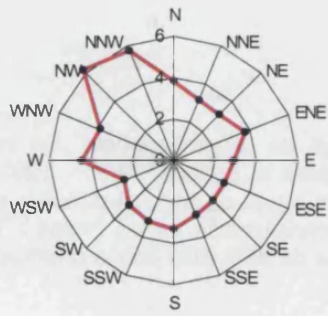
La estación de Almassora está ubicada en el polígono industrial de la localidad, a 20 metros sobre el nivel del mar. Es una población situada en la margen izquierda del río Millars, al sur y en las proximidades de la ciudad de Castellón de la Plana (gráfico 2.1).

Los datos fueron obtenidos con un anemocinemógrafo, realizando el análisis a horas fijas de lectura (00, 07, 13 y 18) con valores medios diezminutales y utilizando la dirección de la racha máxima.

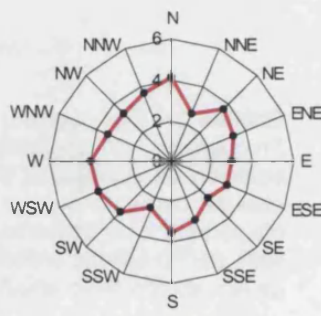
A partir de los datos disponibles se han calculado las frecuencias direccionales mensuales de la procedencia del viento (gráfico 3.1) y las rosas de velocidades medias mensuales (gráfico 3.2).

En cuanto a la frecuencia direccional (rosa de vientos), se registran muy marcadamente dos direcciones principales que definen un eje paralelo al valle del río Millars (dirección SE-NW).

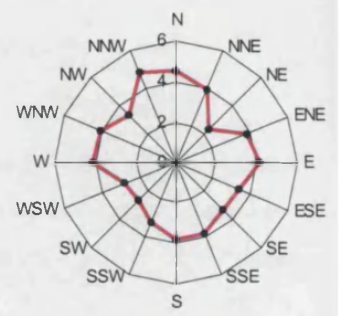




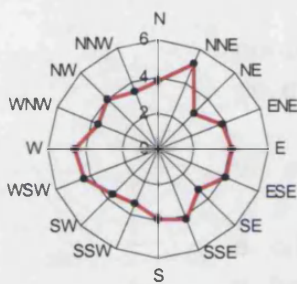
V media enero
(m/s)



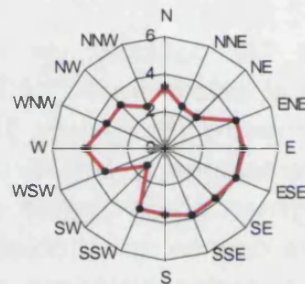
V media febrero
(m/s)



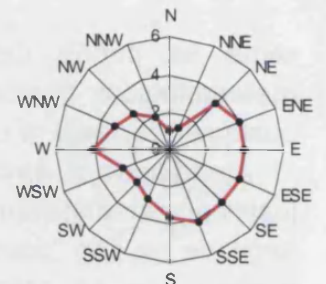
V media marzo
(m/s)



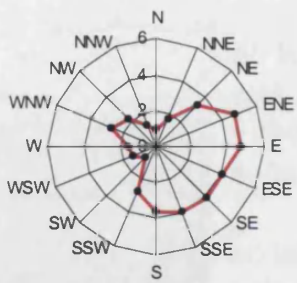
V media abril
(m/s)



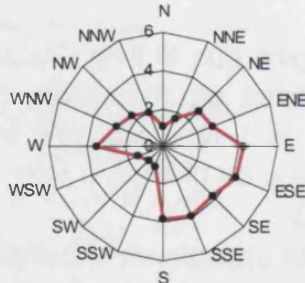
V media mayo
(m/s)



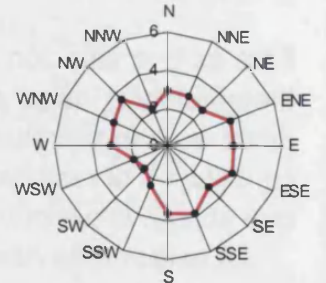
V media junio
(m/s)



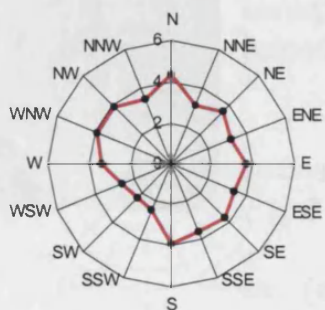
V media julio
(m/s)



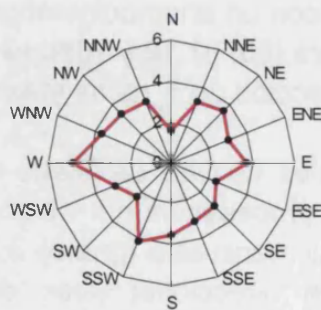
V media agosto
(m/s)



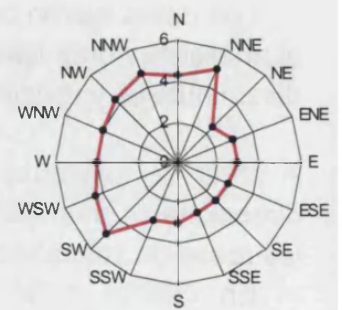
V media septiembre
(m/s)



V media octubre
(m/s)



V media noviembre
(m/s)



V media diciembre
(m/s)

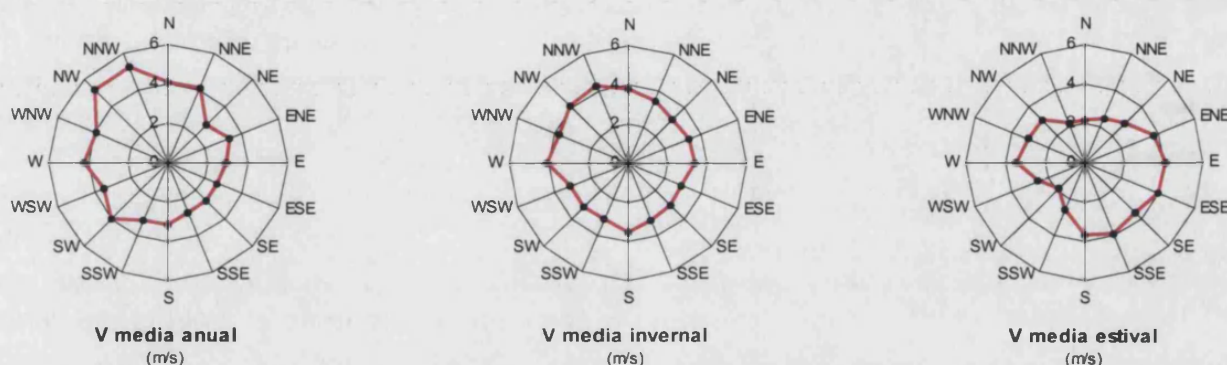


Gráfico 3.2 (dos páginas)

Rosas de velocidades medias mensuales; estación de Almassora (1977 - 1993). La penúltima rosa se corresponde con la de velocidades medias anuales (media de las medias de los doce meses); la penúltima es la rosa media de los meses de enero, febrero, marzo, octubre, noviembre y diciembre; y la última de los restantes.

La circulación del viento (fundamentalmente en régimen de brisas) y la canalización del viento en superficie por el valle, refuerzan la bipolaridad de las rosas de viento de este emplazamiento costero.

Para los meses más invernales (gráfico 3.1 y tabla 3.2), de noviembre a febrero, se observa un claro predominio de las direcciones del cuarto cuadrante (N-W), que oscilan esencialmente entre el 30 % y el 40 %. Por otro lado, para los meses de marzo y de octubre (finales y comienzo del periodo invernal) las brisas (vientos del segundo cuadrante, E-S) tienen también una relevancia significativa. En contraposición, los meses restantes (periodo estival) las frecuencias de vientos del cuarto cuadrante reducen su frecuencia de ocurrencia en favor de los del segundo cuadrante, indicando claramente la preponderancia de vientos en régimen de brisas diurnas durante estos meses del año. En el gráfico anual, se evidencia una marcada situación bipolar como resultado de la evolución anual de las frecuencias direccionales (29% de vientos del cuarto cuadrante y 30% del segundo).

Tabla 3.2

Porcentajes de procedencia del viento para la estación de Almassora, por cuadrantes meteorológicos, y para el periodo 1997 - 2001.

% PROCEDENCIA ALMASSORA 77-93	1 ^{er} CUADRANTE	2 ^o CUADRANTE	3 ^{er} CUADRANTE	4 ^o CUADRANTE
PRIMAVERA	16.0	35.9	14.7	25.4
VERANO	16.0	39.7	8.2	20.4
OTOÑO	14.8	27.4	11.3	34.3
INVIERNO	13.5	17.7	15.0	36.4
TOTAL	14.7	29.7	11.9	28.8

Respecto a las rosas de velocidades medias mensuales de enero, febrero y diciembre (gráfico 3.2 y tabla 3.3), se aprecia un sesgo de los vientos procedentes del cuarto cuadrante, con velocidades medias superiores a los registrados en el resto de direcciones. Durante los meses estivales (de mayo a septiembre) son los vientos del segundo cuadrante los que claramente presentan intensidades superiores (del orden de 4 m/s). La situación intermedia se manifiesta durante los meses de marzo, abril, octubre y noviembre; cuando los vientos del segundo cuadrante igualan en intensidad a los del cuarto; evidenciando un periodo de transición entre el invierno y el verano.

Tabla 3.3

Velocidad media del viento para la estación de Almassora, por cuadrantes meteorológicos, y para el periodo 1997 - 2001.

VELOCIDAD MEDIA; m/s ALAMASSORA 77-93	1 ^{er} CUADRANTE	2 ^o CUADRANTE	3 ^{er} CUADRANTE	4 ^o CUADRANTE
PRIMAVERA	3.6	3.8	3.5	3.9
VERANO	2.8	4.0	2.4	2.2
OTOÑO	3.2	3.4	3.0	3.4
INVIERNO	3.4	2.9	3.6	4.3
TOTAL	3.4	2.8	3.6	4.5

Para los meses de enero, febrero, marzo, octubre, noviembre y diciembre los valores medios de la velocidad del viento en el cuarto cuadrante rondan los 4.2 m/s (penúltima rosa de la gráfico 3.2). Por el contrario, para los meses "estivales" (entendiéndose como tales a los seis meses restantes) son los vientos del segundo cuadrante los que presentan una velocidad media mensual superior (última rosa del gráfico 3.2).

Anteriormente a la publicación en 1994 de estos datos [Quereda, J. y Montón, E.; 1994], Clavero Paricio presentó su memoria de Tesis Doctoral en la Universidad de Barcelona en 1977 [Clavero, P.L.; 1977]. En ella ya se realizaba un análisis estadístico similar, aunque para un ámbito geográfico más amplio, de una serie temporal que abarcaba desde 1941 a 1970. En dicha memoria, se utilizan los datos meteorológicos de una estación del INM ubicada en la ciudad de Castellón (a 47 m sobre el nivel del mar). Los datos son el resultado de tres observaciones diarias realizadas a las 7, 13 y 18 horas [Clavero, P.L.; 1977, págs. 24 a 26]. Este autor, al hacer un análisis estadístico en base anual y mensual, llega, entre otras, a las siguientes conclusiones (que a primera vista entran, en algunos casos, en contradicción con los resultados expuestos hasta el momento) [Clavero, P.L.; 1977, págs. de 339 a 343]:

- "En Castellón se observa una mayor regularidad con predominio de las direcciones al componente E y un parámetro importante de calmas (18.6%)."

Por mayor regularidad, Clavero Paricio se refiere, atendiendo al contexto, a una mayor homogeneidad de las frecuencias direccionales, en base anual, en los diferentes rumbos (comparándolas con la estación de Alicante).

- *"En enero,...., en Castellón se da una relativa equidistribución destacando levemente con valores similares las direcciones W, SW y N (13.5; 12.9 y 12.3% respectivamente)."*
- *"El mes de febrero es muy similar al anterior, debiendo citarse como más importante la reducción general de las calmas...".*
- *"Marzo ofrece ya una notable reducción de los vientos de componente W en beneficio de los de levante. En Castellón los de componente E totalizan el 41.8% de las frecuencias y de las restantes sólo el SW alcanza cierta importancia (11.8%)."*
- *"En octubre aumenta el porcentaje de calmas...; en Castellón todavía predominan los (vientos) del E (13.3% del NE) pero ya los del SW suponen el 10%."*
- *"En noviembre se registra en conjunto el máximo de calmas y los vientos de componente W vuelven a recobrar la importancia de los primeros meses del año... En Castellón el SW, aunque ligeramente, se impone como máximo (14.4%)."*
- *"Y finalmente en diciembre, como mes álgido del invierno, se intensifican los máximos... del SW y W en Castellón...."*
- *"En invierno se da el máximo de calmas en Castellón y Manises; los vientos predominantes son del ... W a SW en Castellón.... En verano se invierten radicalmente las direcciones predominantes y las calmas,...., disminuyen por la influencia del régimen de brisas que se impone en todo el litoral... En Castellón el máximo es del NE a SE."*

Parece obvio que si bien J. Quereda y E. Montón evidenciaban una predominancia invernal de vientos de componente NW; Clavero Paricio se la da a los de componente SW e incluso en algunos casos a los del NE. A este respecto, los primeros hacen el siguiente comentario [Quereda, J y Montón, E.; 1994, págs. 21 y 23]:

"Es evidente, al igual que en el Observatorio de Castellón, el predominio anual de los vientos de componente marítima, especialmente del E. El contraste estacional es, asimismo, muy acusado, con un predominio de los vientos orientales entre marzo y octubre, con registro absoluto en julio, y un predominio, menos



acusado, de los vientos de poniente entre noviembre y febrero, con diciembre como registro absoluto. No obstante, teniendo en cuenta las limitaciones de un análisis por horas fijas de lectura (9, 12 y 16 horas), ninguna de ellas nocturna, puede estimarse que la rosa real de vientos es más equilibrada." "Ante estas limitaciones, los datos del INM de Almassora, obtenidos en anemocinemógrafo, son más reales al añadir una lectura más (00, 07, 13 y 18)".

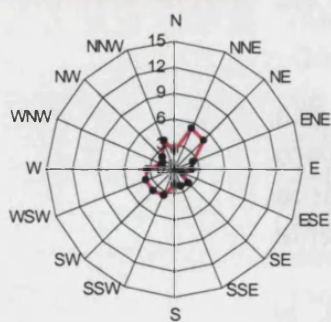
Es decir, que se incrementará el peso de los vientos del tercer y cuarto cuadrante al recogerse, además de los vientos sinópticos, los flujos nocturnos de derrame hacia el mar; siendo esta rosa de vientos más representativa de la rosa "real" de vientos. En este sentido, y hablando en términos generales, José Jaime Capel Molina [Capel, J.J; 1981], afirma que "...en el litoral mediterráneo, dominan los vientos de los cuadrantes segundo y cuarto..."

3.1.2 Estación del Grau de Castellón (1997- 2002)

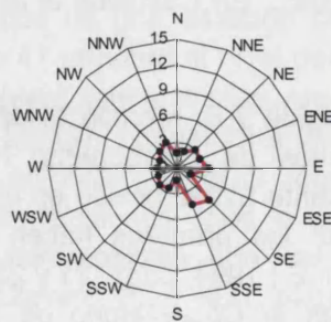
Esta es una estación meteorológica que está ubicada junto a una cabina de control de la calidad del aire y que forma parte de la red automática que la Conselleria de Medio Ambiente mantiene en toda la Comunidad Valenciana.

Esta estación está ubicada en la localidad del Grau de Castellón, a unos 500 metros de la costa (gráfico 2.1). Los datos son registrados de manera continua y promediados cada quince minutos.

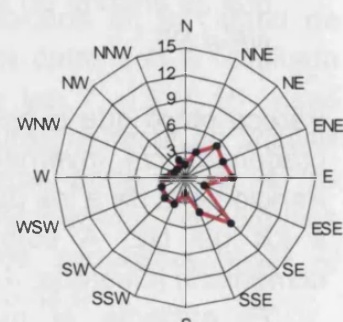
Existen registros meteorológicos desde el segundo trimestre de 1996 hasta la actualidad. No obstante, no se ha considerado este primer año de datos para evitar tendencias estacionales en el análisis estadístico. De este modo, en el análisis presentado en este epígrafe, únicamente se han empleado los seis años posteriores.



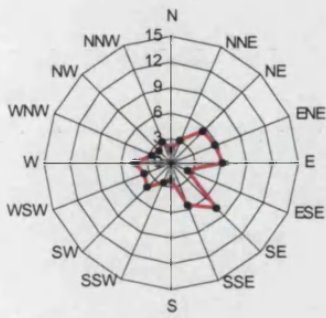
enero
(calmas 55.52%)



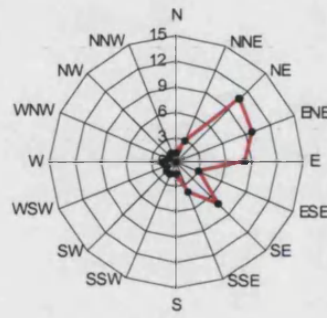
febrero
(calmas 56.29%)



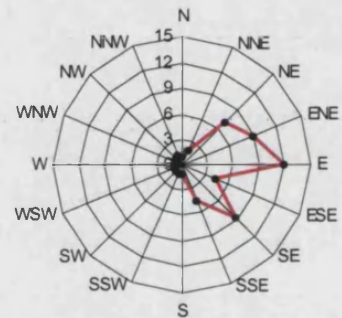
marzo
(calmas 47.02%)



abril
(calmas 40.13%)



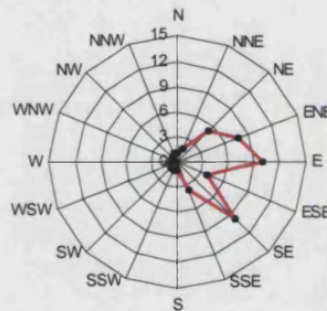
mayo
(calmas 43.49%)



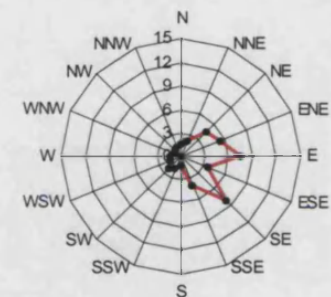
junio
(calmas 44.69%)



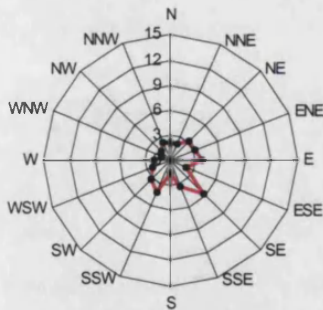
julio
(calmas 45.74%)



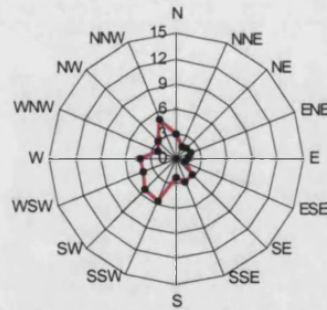
agosto
(calmas 50.82%)



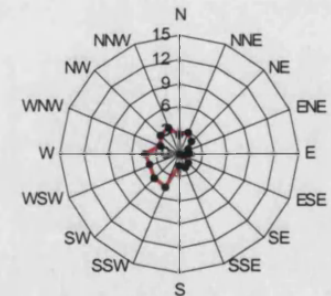
septiembre
(calmas 52.58%)



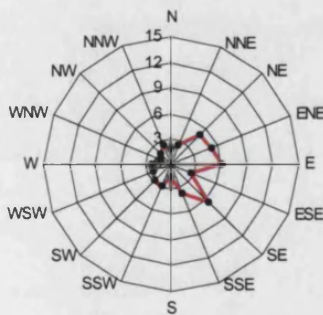
octubre
(calmas 56.73%)



noviembre
(calmas 52.29%)



diciembre
(calmas 57.80%)



promedio anual 1997-02
(calmas 50.18%)

Gráfico 3.3 (dos páginas)

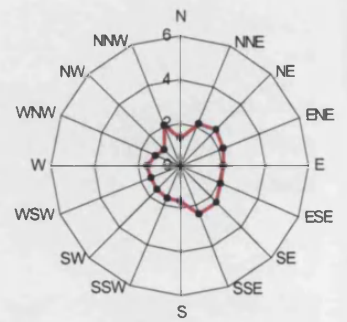
Frecuencias direccionales mensuales de la procedencia del viento en la estación del Grau de Castellón, para el periodo 1997 – 2002. La última rosa se corresponde con el promedio anual de todo el periodo.



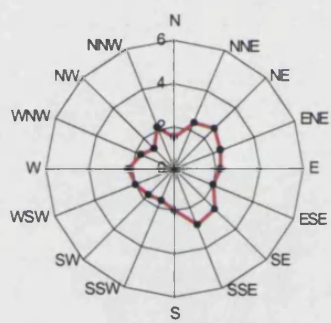
V media enero (m/s)



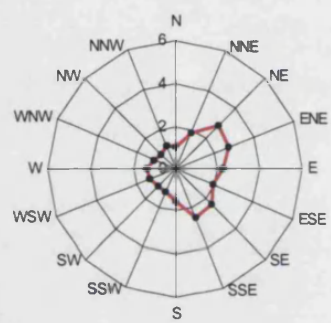
V media febrero (m/s)



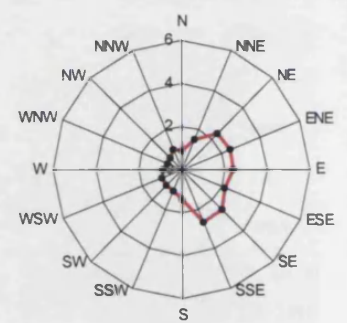
V media marzo (m/s)



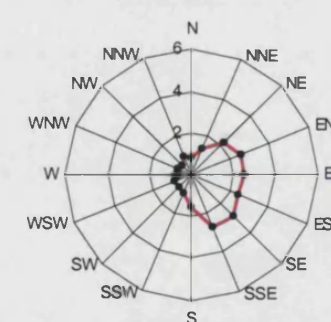
V media abril (m/s)



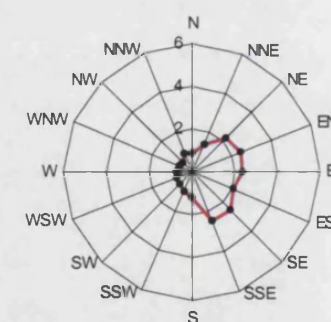
V media mayo (m/s)



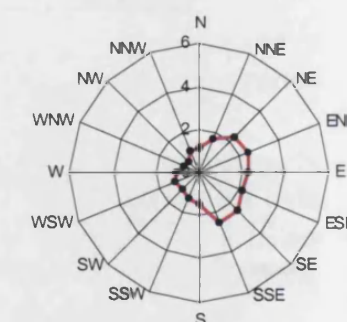
V media junio (m/s)



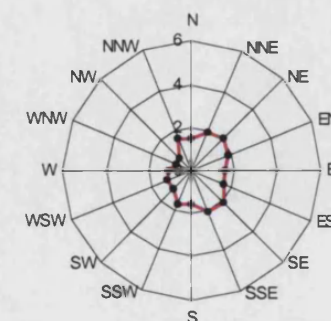
V media julio (m/s)



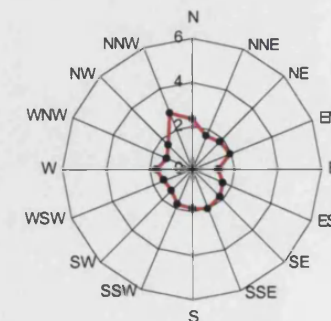
V media agosto (m/s)



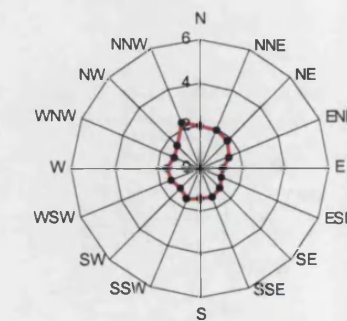
V media septiembre (m/s)



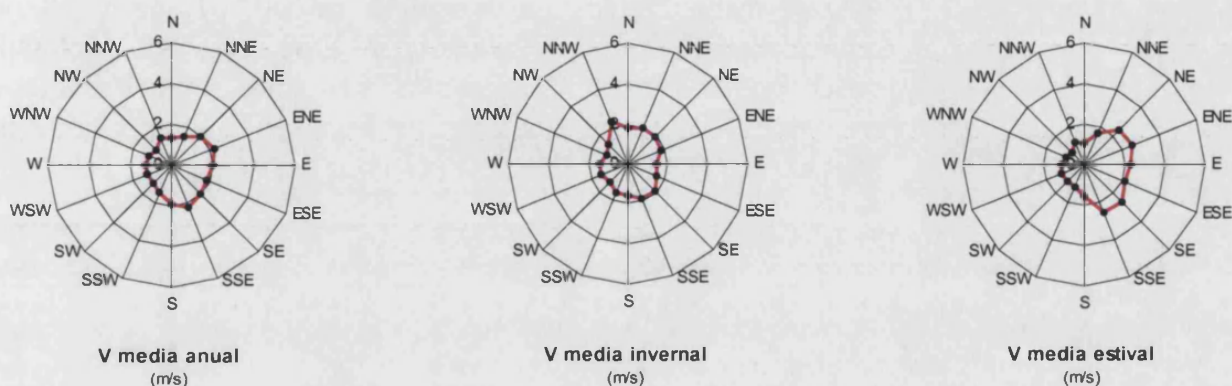
V media octubre (m/s)



V media noviembre (m/s)



V media diciembre (m/s)



A partir de los datos disponibles, se han efectuado las representaciones gráficas de las frecuencias direccionales mensuales de la procedencia del viento (gráfico 3.3) y las rosas de velocidades medias mensuales (gráfico 3.4).

Al ser este un emplazamiento costero, en el que las circulaciones predominantes a lo largo del año se producen en régimen de brisas, el porcentaje de calmas es muy elevado. En estas representaciones (gráfico 3.3) se han considerado calmas todas aquellas velocidades de viento con velocidades quinceminutales inferiores a 2 m/s (este valor se ha elegido por analogía con el análisis efectuado con los datos de la estación de Almassora (epígrafe anterior) y que venía determinado por la información disponible).

Los periodos de transición entre el ciclo diurno la brisa y el de derrame nocturno son prolongados, y prácticamente se producen todos los días del año dos veces: por la mañana, entre la activación de la brisa diurna, por el calentamiento solar de la tierra, y el cese del derrame nocturno; y por la noche, entre la relajación de la brisa diurna, tras el paulatino enfriamiento de la tierra durante el ocaso solar, y la migración nocturna de aire desde el interior hacia el mar (terral).

Hay que hacer notar que las escalas empleadas en las rosas presentadas para este emplazamiento (gráficos 3.3 y 3.4) son la mitad que las de los demás; el motivo precisamente radica, por un lado, en la gran preponderancia de las calmas; y, por el otro, en las relativamente bajas velocidades de viento que caracterizan las circulaciones de brisa (gráfico 3.4 y tabla 3.5).

Los porcentajes de calmas en la estación del Grau de Castellón son mucho mayores que los presentados para Almassora dada la diferente naturaleza de los datos a partir de los que se realizan las respectivas estadísticas. Como ya se indicó, en el caso de la estación del INM, las diferentes rosas se han obtenido a partir de cuatro

Gráfico 3.4 (dos páginas)
Rosas direccionales de las velocidades medias mensuales; estación de Grau de Castellón (1997 - 2002). La penúltima rosa se corresponde con la de velocidades medias anuales (media de las medias de los doce meses); la penúltima es la rosa media de los meses de enero, febrero, marzo, octubre, noviembre y diciembre; y la última de los restantes.

Tabla 3.4

Porcentajes de procedencia del viento para la estación de Grau de Castellón, por cuadrantes meteorológicos, y para el periodo 1997 - 2001.

valores diarios (datos registrados a las 00, 07, 13 y 18 horas), correspondiéndose únicamente uno de ellos al periodo nocturno (que es cuando predominan los vientos más flojos); mientras que en la estación del Grau de Castellón se disponen de datos cada quince minutos.

% PROCEDENCIA GRAU 97-02	1 ^{er}	2 ^o	3 ^{er}	4 ^o
	CUADRANTE	CUADRANTE	CUADRANTE	CUADRANTE
PRIMAVERA	20.4	18.5	10.2	7.2
VERANO	22.0	24.1	3.5	3.3
OTOÑO	11.6	14.0	12.1	8.4
INVIERNO	11.1	8.9	12.7	10.8
TOTAL	16.3	16.5	9.6	7.4

Existe una clara alternancia de los sectores de mayor porcentaje de procedencia del viento entre los meses del verano y los del invierno (gráfico 3.3 y tabla 3.4). En los meses de mayor insolación solar, y por tanto en los que las brisas diurnas adquieren un mayor desarrollo temporal (se activan más temprano y se relajan más tarde), hay un predominio de vientos del primer y segundo cuadrantes. En invierno, donde las horas de sol son inferiores a las nocturnas y cuando el paso de sistemas frontales desde el Oeste es más frecuente, las frecuencias de direcciones de viento procedentes del tercer y cuarto cuadrante comienzan a ser significativas.

Tal y como ya describió Clavero Paricio (1977) para la serie temporal 1941-70 y para la estación del INM de Castellón, la rosa de direcciones anual del Grau no es tan marcadamente bipolar como la de otras estaciones, por ejemplo como la de Almassora (gráfico 3.1), por no encontrarse esta estación en las proximidades de un valle sino en una zona esencialmente plana.

No obstante lo anterior, sobre todo en los meses de transición entre el verano y el invierno (abril, octubre), sí que se pone de manifiesto cierta bipolaridad entre el primer y tercer cuadrantes asociada al ciclo de brisas (gráfico 3.3). Esta bipolaridad también se aprecia, aunque de una manera menos acusada, en el promedio anual.

Durante el periodo invernal la distribución direccional de las velocidades medias mensuales es prácticamente isotrópica, mientras que, tal y como ocurría en la estación de Almassora (gráfico 3.2), durante los meses estivales (de abril a septiembre) son los vientos del primer y segundo cuadrantes los que claramente presentan intensidades superiores (gráfico 3.4 y tabla 3.5).

VELOCIDAD MEDIA; m/s GRAU 97-02	1 ^{er} CUADRANTE	2 ^o CUADRANTE	3 ^{er} CUADRANTE	4 ^o CUADRANTE
PRIMAVERA	1.8	1.8	1.2	1.1
VERANO	1.6	1.9	0.8	0.6
OTOÑO	1.5	1.5	1.1	1.1
INVIERNO	1.4	1.2	1.1	1.3
TOTAL	1.6	1.6	1.1	1.0

Tabla 3.5
Velocidad media del viento para la estación de Grau de Castellón, por cuadrantes meteorológicos, y para el periodo 1997 - 2001.

La característica más sobresaliente de este emplazamiento es el elevado porcentaje de calmas; en todo caso, con vientos inferiores a 2 m/s durante más del 55% del tiempo (tabla 3.6). Ya se comentó que la gran diferencia entre estos porcentajes de calmas y los de la estación de Almassora para el periodo 1977-93, es achacable a la naturaleza de los registros disponibles: mientras en la estación del Grau de Castellón se disponen de medidas quinceminutales durante todo el día, para el caso de Almassora únicamente se cuenta con un valor diario representativo de todo el periodo nocturno.

Con el fin de evaluar la aplicabilidad de los esquemas tradicionales de clasificación de la estabilidad atmosférica en este entorno costero; se han calculado, a partir de los intervalos de velocidad correspondientes al esquema de clasificación establecido por Pasquill (anexo B) las distribuciones acumuladas de la velocidad del viento registradas en la estación de Grau de Castellón (gráfico 3.5).

Éstas muestran que prácticamente el 99 % de los registros quinceminutales son inferiores a 6 m/s (tabla 3.6), independientemente de la estación del año considerada.

A la vista de la distribución de frecuencias de los diferentes intervalos de velocidad, se puede concluir que, al menos como promedio del periodo considerado, el esquema de Pasquill es aplicable diariamente un 99% del tiempo en este entorno costero (en cuanto al módulo de la velocidad del viento).

Tras esta última afirmación, conviene remarcar una vez más que este resultado no implica un juicio o valoración sobre la idoneidad o no de la aplicación de este tipo de esquemas en entornos costeros con fines relacionados con la dispersión de contaminantes; es más, estudios previos en la zona costera de Castellón de la Plana ponen de manifiesto que no [Salvador, R.; 2001].

Como ya se adelantó previamente, en el contexto de este capítulo tan sólo se cuantifica la aplicabilidad temporal de este esquema tradicional de clasificación de la estabilidad atmosférica (como comparación con emplazamientos con características orográficas diferentes). Es a lo largo del segundo bloque de esta memoria (más específicamente en el capítulo cinco) donde se evalúa la "aplicabilidad física" de este esquema en las zonas montañosas del

interior de Castellón (en el entorno de la Central Térmica de Andorra, en Teruel).

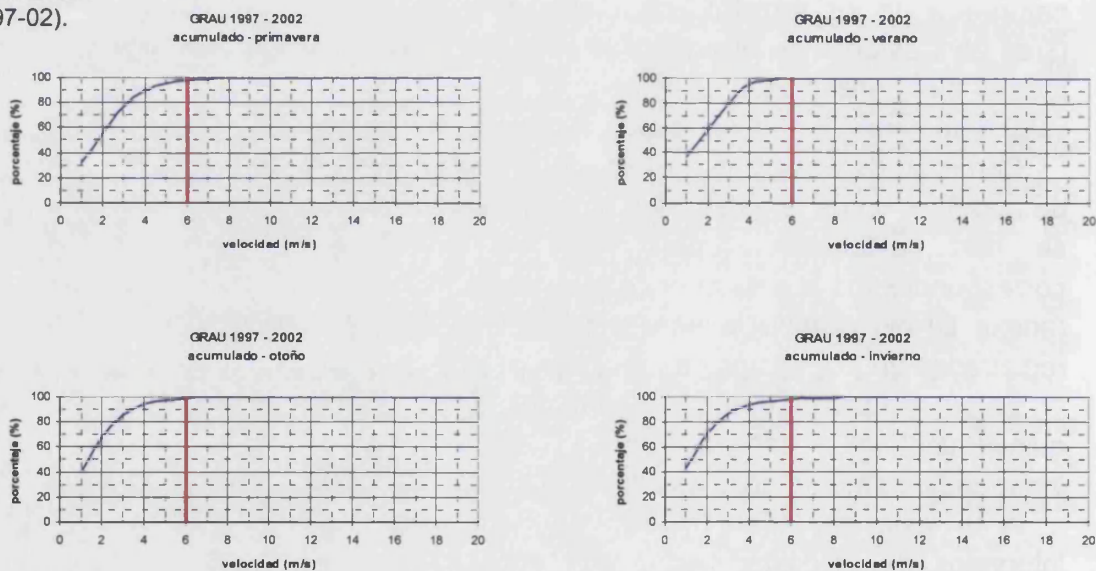
Tabla 3.6

Frecuencia de ocurrencia de los intervalos de velocidad de Pasquill, para la estación de Grau de Castellón, periodo 1997-2002.

GRAU DE CASTELLÓN						
Intervalo (m/s)	[0,2[[2,3[[3,4[[4,5[[5,6[[6,∞[
Primavera (%)	56.2	20.6	13.4	5.7	2.5	1.7
Verano (%)	58.8	21.2	15.3	3.7	0.8	0.2
Otoño (%)	67.6	17.9	8.7	3.5	1.4	0.9
Invierno (%)	70.8	15.2	7.5	3.3	1.6	1.7
Anual (%)	63.2	18.8	11.3	4.0	1.6	1.1

Gráfico 3.5

Distribuciones acumuladas de la velocidad del viento en la estación de Grau de Castellón (1997-02).



3.1.3 Estación de Morella (1995- 2002)

Al igual que la estación del Grau de Castellón, esta estación meteorológica está ubicada sobre una cabina de control de la calidad del aire que forma parte de la red automática de la Conselleria de Medio Ambiente de la Comunidad Valenciana. Se encuentra en la cima de una montaña en las proximidades de la localidad de Morella, a 1160 m de altura y a 55 Km de la costa. Los datos son registrados de manera continua y promediados cada quince minutos.

Existen registros meteorológicos desde el cuarto trimestre de 1995 hasta la actualidad. No obstante, y al igual que en el caso del Grau de Castellón, únicamente se han empleado los siete años posteriores

para evitar los sesgos estacionales que podría producir la inclusión de los registros disponibles de 1995.

A partir de los datos disponibles, se han efectuado las representaciones gráficas de las frecuencias direccionales mensuales de la procedencia del viento (gráfico 3.6 y tabla 3.7) y de las rosas de velocidades medias mensuales (gráfico 3.7 y tabla 3.8).

Al ser un emplazamiento de montaña, situado en una de las cotas más altas de Els Ports de Beseit, es de esperar una marcada estacionalidad en las rosas direccionales del viento. Dada su ubicación geográfica respecto de la costa mediterránea, el tipo de circulaciones atmosféricas en las que se encuentra oscila entre las de origen fundamentalmente sinóptico (invierno) y las de origen mesoescalar (verano).

Tabla 3.7
Porcentajes de procedencia del viento para la estación de Morella, por cuadrantes meteorológicos, y para el periodo 1997 - 2001.

% PROCEDENCIA MORELLA 95-02	1 ^{er} CUADRANTE	2 ^o CUADRANTE	3 ^{er} CUADRANTE	4 ^o CUADRANTE
PRIMAVERA	8.5	30.4	6.7	44.7
VERANO	10.6	41.5	4.3	31.8
OTOÑO	6.4	25.7	7.5	48.1
INVIERNO	8.2	21.3	7.6	51.9
TOTAL	8.5	29.9	6.5	44.0

A la vista de las rosas direccionales (gráfico 3.6), aparece como característico de este emplazamiento la evidente bipolaridad de las rosas mensuales promedio, según un eje determinado por la dirección NW-SE. La predominancia de los vientos entre el segundo y cuarto cuadrante es claramente estacional. Predominando los vientos del cuarto cuadrante desde octubre hasta abril, y equilibrándose las frecuencias de ocurrencia entre los dos sectores durante el resto de los meses (tabla 3.7).

Como ya se adelantó en la introducción de este bloque temático, el régimen de vientos en la capa límite planetaria está fuertemente determinada por la topografía. Capel Molina (1981) ya presentaba al Sistema Ibérico como un "cauce" natural de los flujos zonales resultado de las circulaciones sinópticas. El valle del Ebro, desde el emplazamiento de Morella, tiene la orientación NW-SE que se evidencia en las frecuencias direccionales de los vientos registrados durante el periodo de ocho años presentado.

La predominancia de vientos del cuarto cuadrante durante el invierno está asociada al establecimiento de flujos del oeste y al paso reiterado de frentes asociados a las familias de borrascas polares que

transitan de oeste a este por centro Europa [Martín, J.; 1987, citando a Raso, J.M.; 1978].

En verano, la influencia quasipermanente del anticiclón de las Azores sobre gran parte de Europa suroccidental, posibilita el intenso desarrollo de circulaciones mesoescalares [Millán, M. et al.; 1992], [Bolle, H.J.; 2003] que posibilitan que el régimen de vientos en el área donde se ubica el emplazamiento de Morella quede dentro de las circulaciones de brisa que, con periodicidad diurna, presentan una alternancia de 180° en la dirección de procedencia del viento.

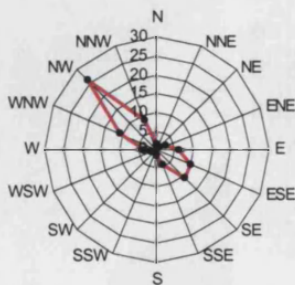
Las distribuciones espaciales de las velocidades mensuales promedio (gráfico 3.7) presentan, al igual que las rosas de viento (gráfico 3.6), una clara diferencia entre los meses de invierno y los de verano.

En invierno, los vientos más intensos se corresponden con los procedentes del cuarto cuadrante, con valores promedio entorno a los 6 m/s; mientras que los del segundo cuadrante se mantienen en valores promedio entorno a los 4 m/s (gráfico 3.7 y tabla 3.8).

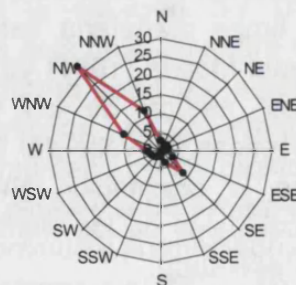
En verano, la distribución de velocidades mensuales promedio es prácticamente idéntica en los dos cuadrantes que definen la dirección de la cuenca del valle del Ebro (NW-SE), y las intensidades se encuentran entorno a los 4 m/s (tabla 3.8).

Tabla 3.8
Velocidad media del viento para la estación de Morella, por cuadrantes meteorológicos, y para el periodo 1997 - 2001.

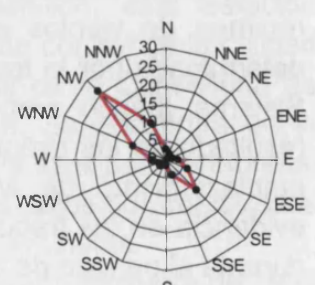
VELOCIDAD MEDIA; m/s MORELLA 95-02	1 ^{er} CUADRANTE	2 ^o CUADRANTE	3 ^{er} CUADRANTE	4 ^o CUADRANTE
PRIMAVERA	2.6	4.0	2.4	4.9
VERANO	2.3	3.9	1.7	4.2
OTOÑO	2.2	3.8	2.3	5.1
INVIERNO	3.4	3.9	2.8	5.9
TOTAL	2.6	3.9	2.3	5.0



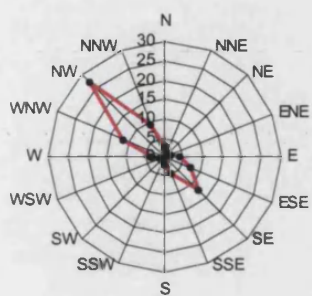
enero
(calmas 10.10%)



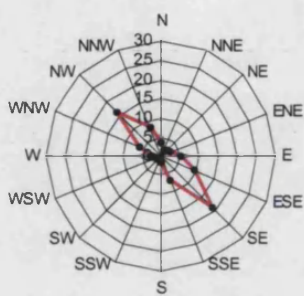
febrero
(calmas 10.16%)



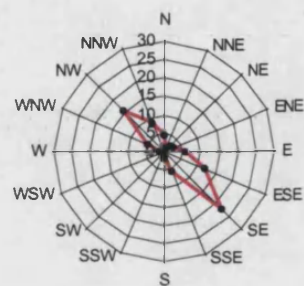
marzo
(calmas 9.82%)



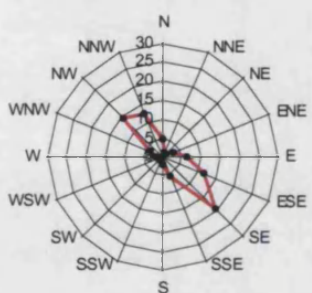
abril
(calmas 8.95%)



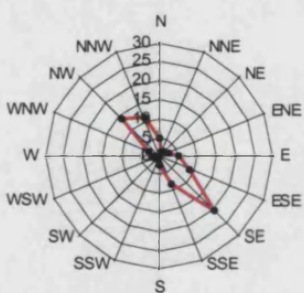
mayo
(calmas 10.46%)



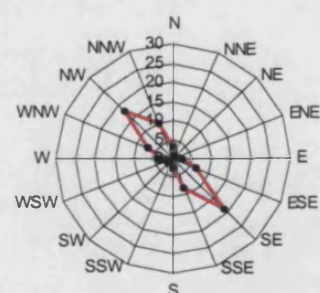
junio
(calmas 11.34%)



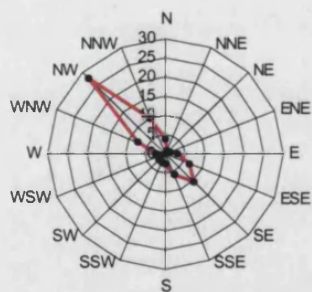
julio
(calmas 11.24%)



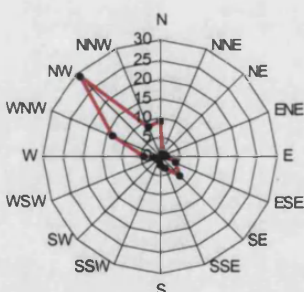
agosto
(calmas 12.81%)



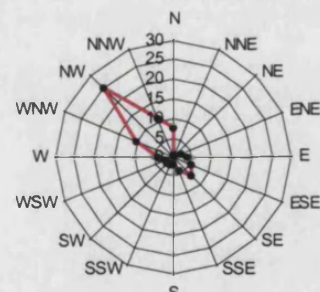
septiembre
(calmas 14.05%)



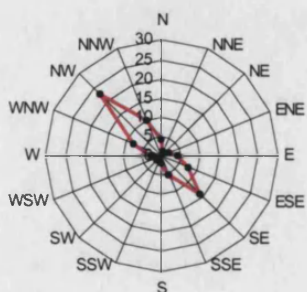
octubre
(calmas 12.22%)



noviembre
(calmas 10.81%)



diciembre
(calmas 12.83%)



promedio anual 1995-02
(calmas 11.21%)

Gráfico 3.6 (dos páginas)

Frecuencias direccionales mensuales de la procedencia del viento en la estación de Morella, para el periodo 1995 – 2002. La última rosa se corresponde con el promedio anual de todo el periodo.

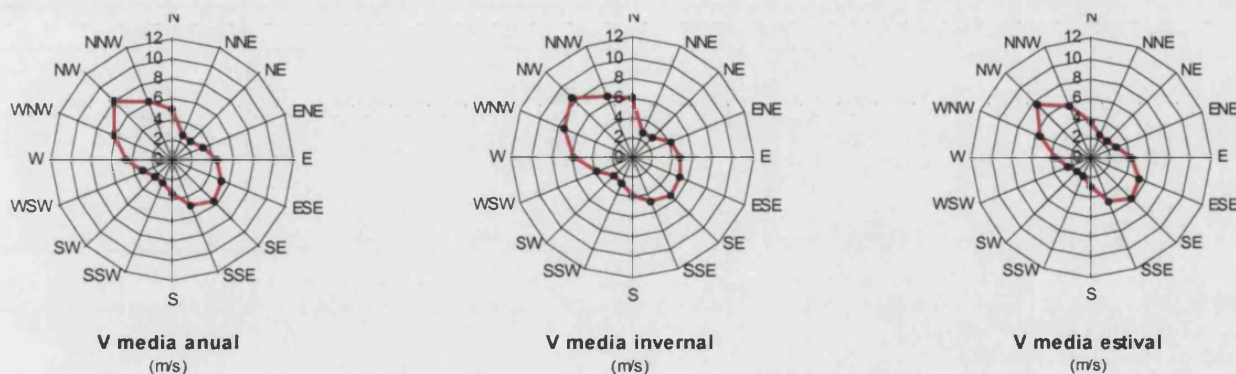


Gráfico 3.7 (dos páginas)

Rosas de velocidades medias mensuales; estación de Morella (1995 - 2002). La penúltima rosa se corresponde con la de velocidades medias anuales (media de las medias de los doce meses); la penúltima es la rosa media de los meses de enero, febrero, marzo, octubre, noviembre y diciembre; y la última de los restantes.

En cuanto a la distribución acumulada de las velocidades del viento (gráfico 3.8), en la estación de Morella se observa que para el periodo invernial, entorno al 50% de los registros quinceminutales del viento tienen velocidades promedio inferiores a seis metros por segundo (tabla 3.9). Para el periodo anual promedio, se obtienen cifras similares, registrándose una intensidad del viento inferior a los 6 m/s el 57% del tiempo.

En verano cambia radicalmente esta pauta, bajando a un 38% del tiempo la frecuencia de ocurrencia de vientos superiores a 6 m/s (tabla 3.9).

Al contrario que lo observado en los emplazamientos costeros (gráfico 3.5), en este caso el esquema de clasificación de Pasquill, únicamente es aplicable, considerando el periodo anual, en un 55% del tiempo. Para la estación de invierno, este porcentaje llega a reducirse a un 50% de los registros.

De aplicarse esta clasificación (y atendiendo a la frecuencia de ocurrencia de vientos superiores a 6 m/s), tanto en invierno como en verano alrededor del 50% del tiempo la estabilidad atmosférica estaría clasificada como de clase C o D; es decir, como ligeramente inestable o como neutra (respectivamente).

Este resultado, como ya se ha mencionado previamente, se valora (contrastándolo con medidas experimentales de la dispersión atmosférica) a lo largo en el capítulo cinco.

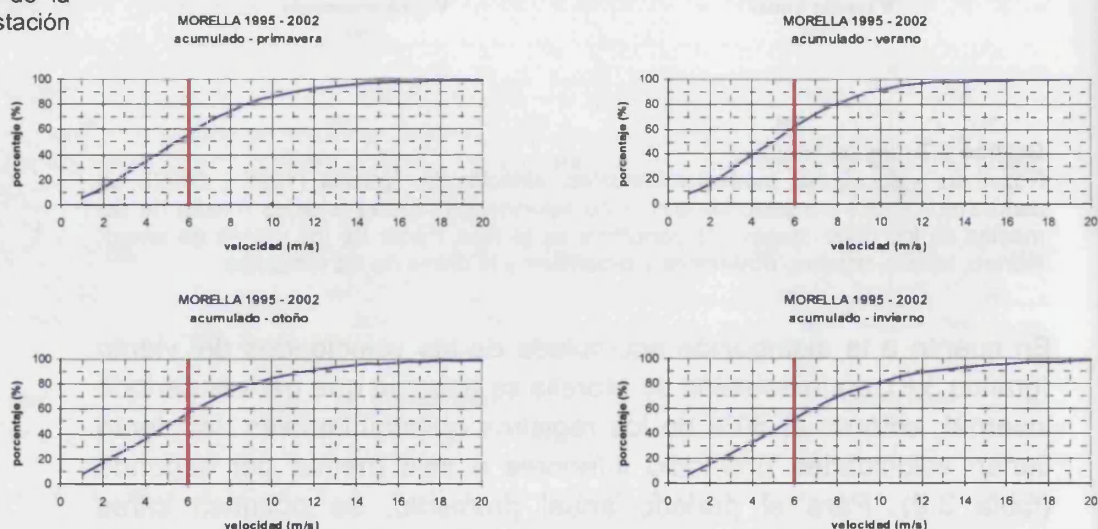
Tabla 3.9

Frecuencia de ocurrencia de los intervalos de velocidad de Pasquill, para la estación de Morella, periodo 1995 - 2002.

MORELLA						
Intervalo (m/s)	[0,2[[2,3[[3,4[[4,5[[5,6[[6,∞[
Primavera (%)	14.4	10.2	10.8	10.7	10.7	43.3
Verano (%)	16.8	10.7	11.9	11.2	11.3	38.0
Otoño (%)	17.5	9.4	9.3	10.1	10.1	43.5
Invierno (%)	15.4	8.2	9.0	9.4	9.5	48.6
Anual (%)	16.0	9.7	10.3	10.4	10.4	43.3

Gráfico 3.8

Distribuciones acumuladas de la velocidad del viento en la estación de Morella (1995-02).



3.1.4 Estación de Monagrega - Teruel - (1997- 2001)

Esta es una de las 23 estaciones captadoras de muestras de los contaminantes controlados, distribuidos en los alrededores de la Central Térmica de Andorra, dentro de un radio de aproximadamente 30 kilómetros, y que ENDESA mantiene en cumplimiento de la orden ministerial del 18 de octubre de 1976, sobre prevención y corrección de la contaminación industrial de la atmósfera, para empresas incluidas en el grupo A del Anexo II del R.D. 833/75.

La estación de Monagrega posee además de instrumentación meteorológica, un sistema de adquisición de datos relacionados con la dispersión atmosférica de contaminantes atmosféricos. La información es recibida en tiempo real y procesada en función de los criterios oficiales de calidad del aire. La instrumentación empleada está aceptada por el ministerio de sanidad para su utilización en la Red Nacional de Vigilancia y Prevención de la Contaminación Atmosférica (capítulo II del R.D. 833/75, y las posteriores



actualizaciones R.D. 547/79 y 1613/85, por los que se desarrolla la ley 38/72 de protección del ambiente atmosférico).

Esta estación se encuentra (gráfico 2.1) a escasos diez kilómetros de la Central Térmica y registra la información relativa al viento (velocidad y dirección) a 10 metros sobre el nivel del suelo, en periodos de 30 minutos. Se encuentra en las estribaciones del valle del Ebro, a unos 700 metros de altitud sobre el nivel del mar y a unos 80 kilómetros de la costa, en una zona relativamente plana eventualmente interrumpida por suaves y no muy altas colinas.

Aunque la base de datos es más extensa, únicamente se dispone de los registros meteorológicos correspondientes al periodo de cinco años comprendido entre 1997 y 2001.

Las frecuencias direccionales de los promedios mensuales de la procedencia del viento en este emplazamiento (gráfico 3.9) vienen determinadas por un lado, por la canalización del viento a lo largo del valle del Ebro (hecho que se hace más evidente en los meses invernales en las que dominan las circulaciones de origen sinóptico); y por el otro, por las circulaciones mesoescalares, de origen térmico, producidas por el calentamiento de las laderas de la sierra de Gúdar (a unos 30 km. hacia el Suroeste del emplazamiento, gráfico 2.1).

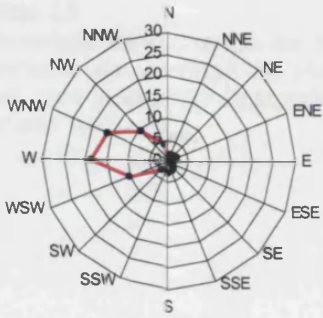
En invierno, dominan los vientos de procedencia del cuarto y tercer cuadrantes (constituyendo entre ambos más del 70%); mientras que en verano son también significativos los vientos procedentes del primer cuadrante, que representan entorno al 24% (gráfico 3.9 y tabla 3.10).

Tabla 3.10
Porcentajes de procedencia del viento para la estación de Monagrega, por cuadrantes meteorológicos, y para el periodo 1997 - 2001.

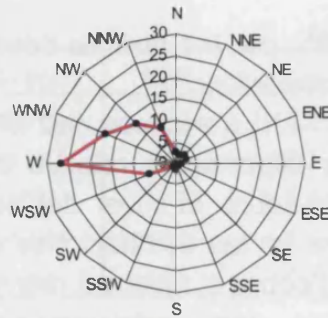
% PROCEDENCIA MONAGREGA 97-01	1^{er} CUADRANTE	2^o CUADRANTE	3^{er} CUADRANTE	4^o CUADRANTE
PRIMAVERA	16.7	10.3	23.9	40.3
VERANO	23.9	12.5	23.5	33.1
OTOÑO	11.9	8.5	34.2	34.7
INVIERNO	7.2	5.2	29.1	42.5
TOTAL	15.2	9.3	27.5	37.5

La frecuencia de ocurrencia de los vientos del primer y segundo cuadrantes son sensiblemente menores a los del cuarto y tercero (tabla 3.10), debido a que los primeros se producen durante las horas centrales de los días estivales (por tener su origen en el calentamiento solar de las laderas de las montañas situadas al Suroeste del emplazamiento, gráfico 2.1).

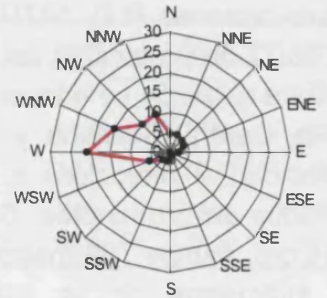
De hecho, al hacer las rosas de vientos según las clases de estabilidad establecidas por Pasquill (anexo B) se pone de manifiesto como los vientos del tercer y cuarto cuadrantes se corresponden con



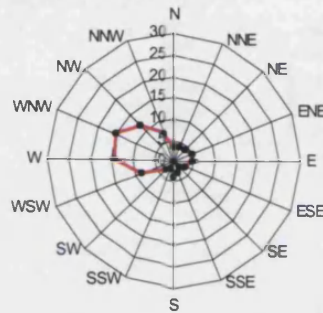
enero
(calmas 19.81%)



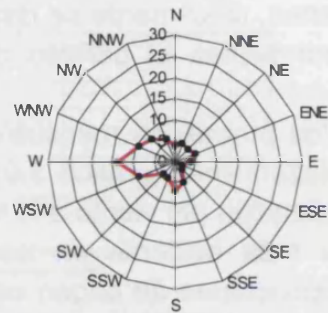
febrero
(calmas 10.67%)



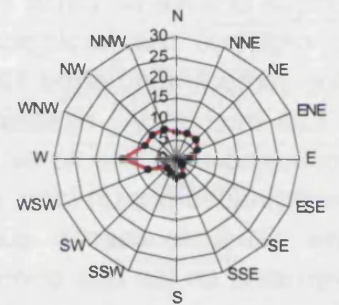
marzo
(calmas 10.69%)



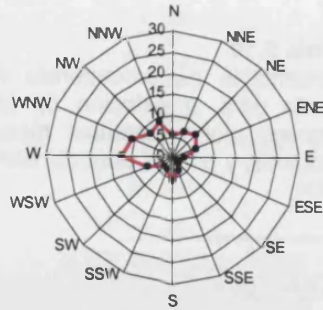
abril
(calmas 7.02%)



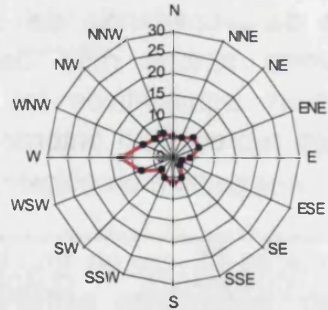
mayo
(calmas 8.69%)



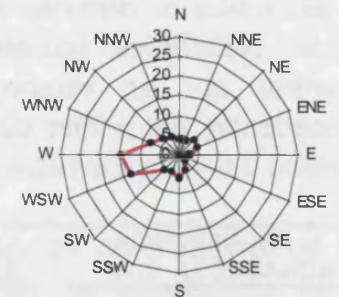
junio
(calmas 6.42%)



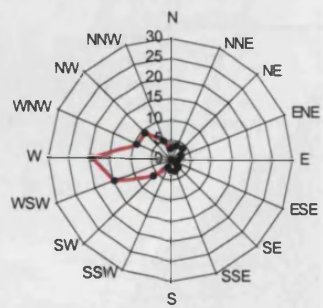
julio
(calmas 7.16%)



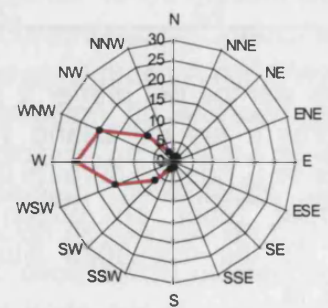
agosto
(calmas 7.50%)



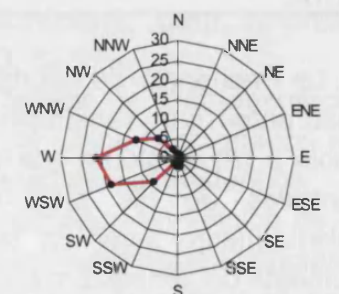
septiembre
(calmas 9.69%)



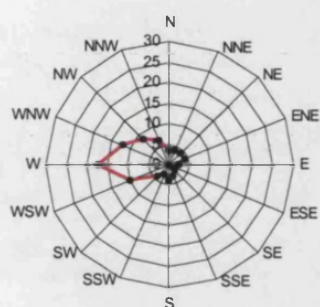
octubre
(calmas 10.76%)



noviembre
(calmas 11.81%)



diciembre
(calmas 17.99%)



promedio anual 1997-01
(calmas 10.47%)

Gráfico 3.9 (dos páginas)

Frecuencias direccionales mensuales de la procedencia del viento en la estación de Monagrega (Teruel), para el periodo 1997 – 2001. La última rosa se corresponde con el promedio anual de todo el periodo.

situaciones “estables y/o neutras”; mientras que los del primero coinciden con situaciones “inestables”, asociadas a insolación intensa (anexo B, rosas de viento).

Durante los meses invernales, los vientos más intensos (superiores a 3 m/s) se registran en las direcciones correspondientes al cuarto cuadrante; seguidos por los del tercer cuadrante con valores cercanos a los 3 m/s (gráfico 3.10 y tabla 3.11).

En los meses estivales, si bien siguen siendo los vientos procedentes del cuarto cuadrante los más intensos (con velocidades superiores a los 3 m/s), los procedentes del primer y segundo cuadrantes adquieren una mayor intensidad, con valores próximos a los 3 m/s (gráfico 3.10 y tabla 3.11); siendo las rosas de velocidades medias mensuales, durante esta estación del año, más isótropas que en invierno.

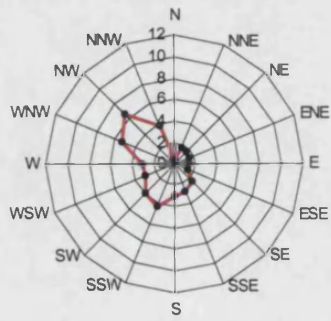
Tabla 3.11

Velocidad media del viento para la estación de Monagrega, por cuadrantes meteorológicos, y para el periodo 1997 2001.

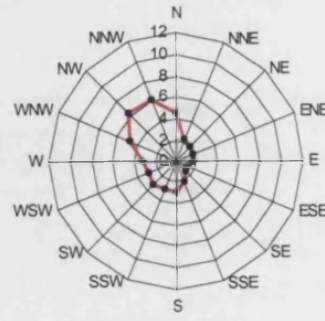
VELOCIDAD MEDIA; m/s MONAGREGA 97-01	1 ^{er} CUADRANTE	2 ^o CUADRANTE	3 ^{er} CUADRANTE	4 ^o CUADRANTE
PRIMAVERA	2.4	2.7	2.7	3.4
VERANO	2.5	3.0	2.7	3.2
OTOÑO	1.7	2.2	2.4	3.3
INVIERNO	1.3	1.8	2.5	3.7
TOTAL	2.0	2.4	2.6	3.4

Al igual que con los emplazamientos meteorológicos precedentes, se ha calculado la distribución acumulada de los vientos atendiendo a los intervalos de velocidad establecidos por Pasquill (anexo B). Este cálculo muestra como en la estación de Monagrega se registran alrededor del 90% del tiempo, como promedio anual, velocidades del viento inferiores a 6 m/s (tabla 3.12).

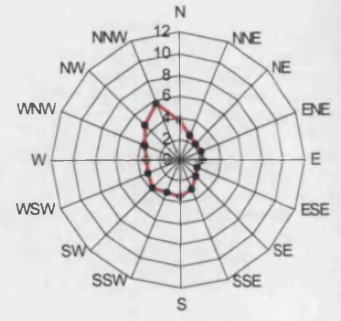




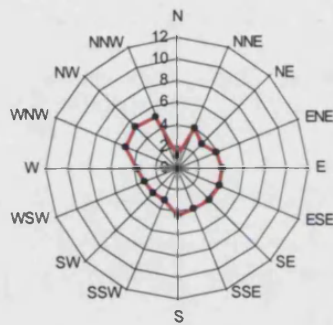
V media enero
(m/s)



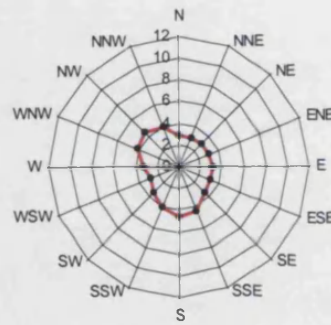
V media febrero
(m/s)



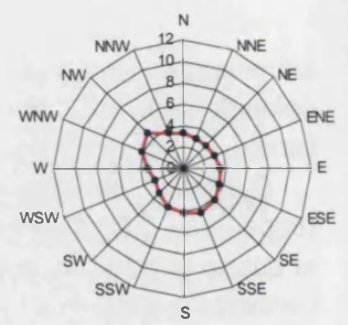
V media marzo
(m/s)



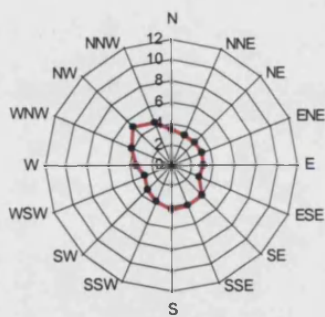
V media abril
(m/s)



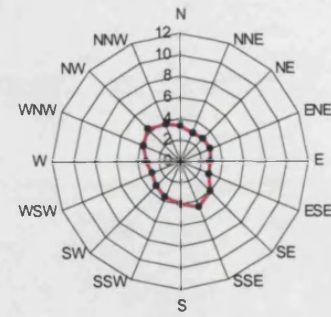
V media mayo
(m/s)



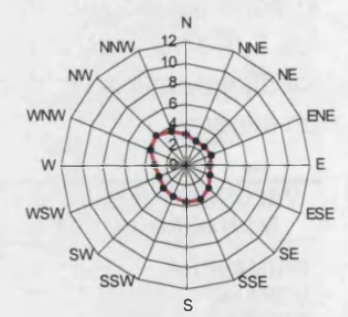
V media junio
(m/s)



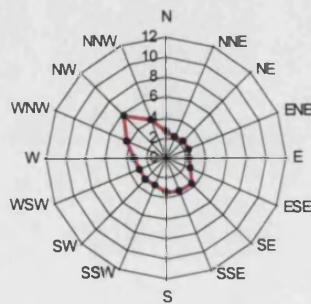
V media julio
(m/s)



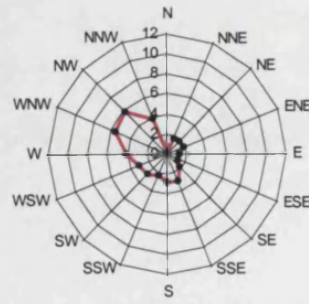
V media agosto
(m/s)



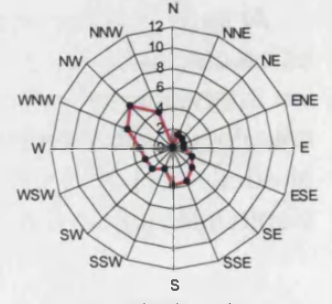
V media septiembre
(m/s)



V media octubre
(m/s)



V media noviembre
(m/s)



V media diciembre
(m/s)

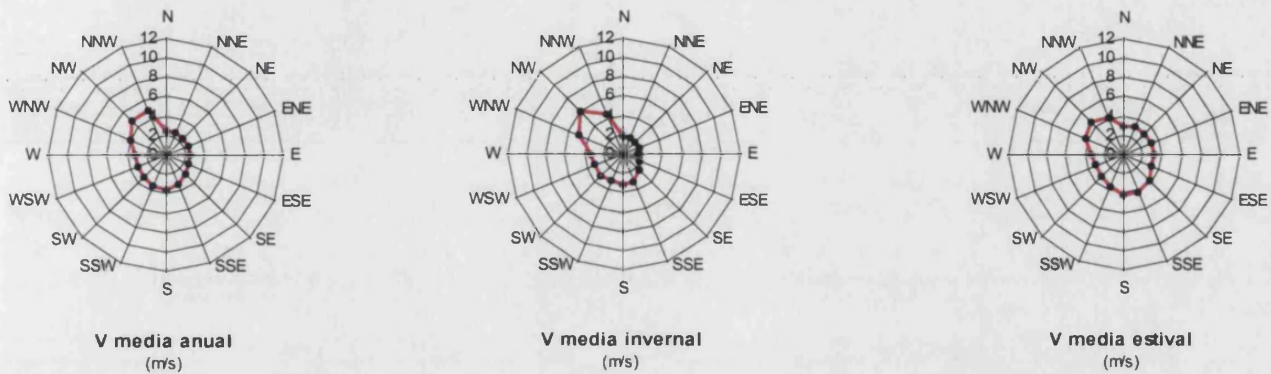


Gráfico 3.10 (dos páginas)

Rosas de velocidades medias mensuales; estación de Monagrega (Teruel), para el periodo 1997 - 2001. La penúltima rosa se corresponde con la de velocidades medias anuales (media de las medias de los doce meses); la penúltima es la rosa media de los meses de enero, febrero, marzo, octubre, noviembre y diciembre; y la última de los restantes.

Este emplazamiento (con los sensores ubicados a 10 metros sobre el nivel del suelo) muestra una marcada diferencia entre el periodo estival y el invernial.

Durante el verano, son muy poco frecuentes (5%) los vientos con velocidades por encima de 6 m/s; registrándose más frecuentemente intensidades entre los 3 y los 5 m/s.

Por el contrario, en invierno, la frecuencia de vientos por encima de los 6 m/s es mucho mayor (del orden del 15%), debido fundamentalmente a que el régimen de vientos está dominado por circulaciones de origen sinóptico (generalmente mucho más intensas que las de origen térmico, predominantes en verano).

MONAGREGA

Intervalo (m/s)	[0,2[[2,3[[3,4[[4,5[[5,6[[6,∞[
Primavera (%)	18.7	21.8	20.8	16.7	8.2	13.7
Verano (%)	14.9	17.8	27.5	29.7	4.9	5.3
Otoño (%)	21.1	21.8	27.5	14.0	5.7	10.0
Invierno (%)	26.9	21.3	19.5	11.0	6.3	15.1
Anual (%)	20.2	20.6	23.9	18.1	6.3	10.9

Tabla 3.12

Frecuencia de ocurrencia de los intervalos de velocidad de Pasquill, para la estación de Monagrega; periodo 1997-2001.

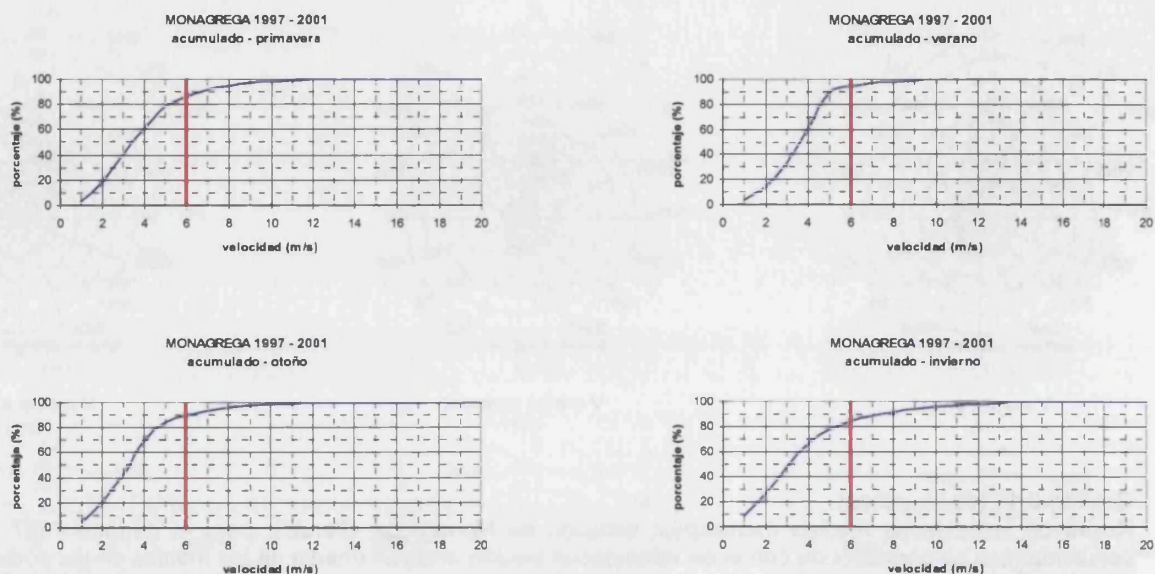


Gráfico 3.11

Distribuciones acumuladas de la velocidad del viento en la estación de Monagrega; periodo 1997-2001.

Al igual que lo que ocurría con emplazamientos costeros, en este emplazamiento del interior, la aplicabilidad temporal del esquema de clasificación de la estabilidad atmosférica de Pasquill (en cuanto a intensidades de viento se refiere) se sitúa por encima del 85% a lo largo de prácticamente todo el año.

3.1.5 Torre meteorológica de 60 metros de la Central Térmica de Andorra -Teruel - (1997- 2001)

Este es el segundo de los emplazamientos propiedad de ENDESA cuyos registros meteorológicos han sido incluidos en esta memoria (tabla 3.1). Se trata de una torre meteorológica de 60 metros de altura que se encuentra ubicada en el entorno próximo de la Central Térmica de Andorra en la provincia de Teruel (gráfico 2.1).

Registra con periodicidad treintaminutal valores de velocidad y dirección de viento a 60 metros de altura sobre el nivel del suelo; y se encuentra instalada en una cota de alrededor de 700 metros sobre el nivel del mar, a unos 90 kilómetros de la costa y a unos 10 km de la estación de Monagrega y, al igual que ésta, en las estribaciones meridionales del valle del Ebro, en una zona relativamente llana.

Aunque la base de datos es más extensa, únicamente se dispone de los registros meteorológicos correspondientes al periodo de cinco años comprendido entre 1997 y 2001.



Por tratarse de un emplazamiento ubicado a 60 metros sobre el nivel del suelo, el porcentaje de calmas se reduce sensiblemente respecto al resto de emplazamientos presentados en esta memoria (gráfico 3.12); al igual que se incrementan sensiblemente las velocidades promedio mensuales (gráfico 3.13 y tabla 3.14).

Para esta estación, las rosas de viento obtenidas (gráfico 3.12 y tabla 3.13) muestran una distribución muy similar a las presentadas para la estación de Monagrega (gráfico 3.9 y tabla 3.10). Comparando ambos emplazamientos, se aprecia una cizalla direccional entre las cotas de diez y de sesenta metros (esto se observa de manera más clara entre el promedio anual de ambos emplazamientos, últimas rosas de vientos de los gráficos 3.9 y 3.12).

Tabla 3.13

Porcentajes de procedencia del viento para la torre de 60 metros, por cuadrantes meteorológicos, y para el periodo 1997 - 2001.

% PROCEDENCIA TORRE 60 m 97-01	1^{er} CUADRANTE	2^o CUADRANTE	3^{er} CUADRANTE	4^o CUADRANTE
PRIMAVERA	14.1	16.2	31.0	35.1
VERANO	22.2	15.2	21.7	37.0
OTOÑO	12.7	14.0	33.5	33.2
INVIERNO	8.6	12.4	31.8	38.9
TOTAL	14.5	14.4	29.4	36.0

La distribución espacial de las velocidades medias mensuales (gráfico 3.13) evidencia, como en los casos de las estaciones de Monagrega (gráfico 3.10) y Morella (gráfico 3.7), el predominio de los vientos del cuarto cuadrante con velocidades muy por encima de los 6 m/s durante el periodo invernal.

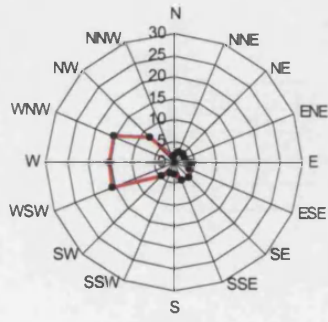
Tabla 3.14

Velocidad media del viento para la estación de Monagrega, por cuadrantes meteorológicos, y para el periodo 1997 - 2001.

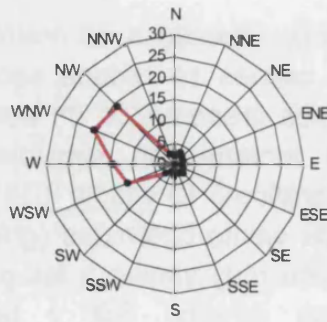
VELOCIDAD MEDIA m/s TORRE 60 m 97-01	1^{er} CUADRANTE	2^o CUADRANTE	3^{er} CUADRANTE	4^o CUADRANTE
PRIMAVERA	2.9	4.5	4.9	5.2
VERANO	2.9	4.2	4.1	4.3
OTOÑO	2.3	3.2	4.4	5.0
INVIERNO	2.4	3.4	4.5	5.3
TOTAL	2.6	3.8	4.5	4.9

Al promediar por cuadrantes (tabla 3.14), en invierno se observa que si bien los valores de la velocidad promedio del viento se sitúan entorno a 5 m/s en el 3^{er} y 4^o cuadrantes, persiste un marcado sesgo respecto del 1^o y 2^o.

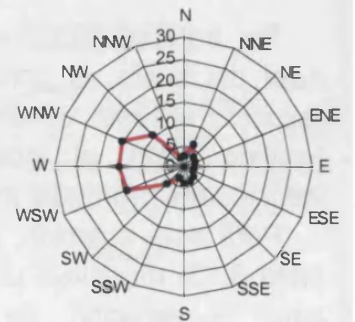
En verano, los vientos medios no tienen tanta intensidad, pero la distribución espacial presenta una mayor homogeneidad entre el segundo, tercer y cuarto cuadrantes (tabla 3.14 y gráfico 3.13).



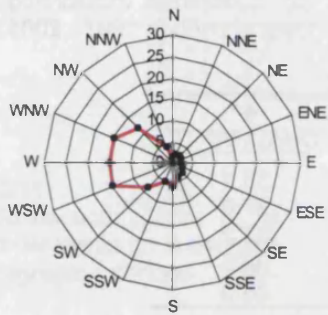
enero
(calmas 6.95%)



febrero
(calmas 6.24%)



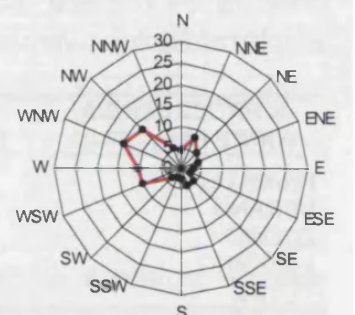
marzo
(calmas 4.33%)



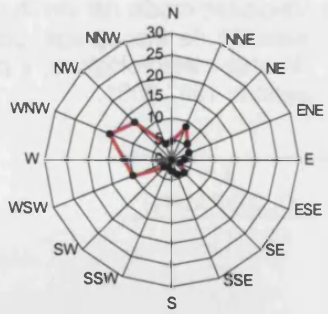
abril
(calmas 1.08%)



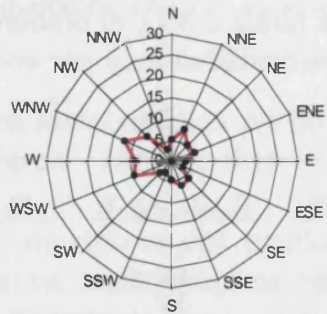
mayo
(calmas 5.03%)



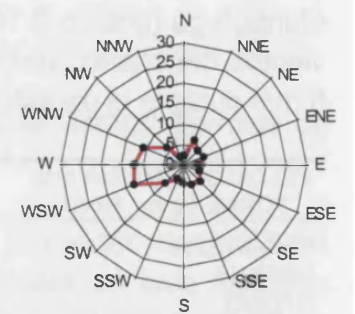
junio
(calmas 3.55%)



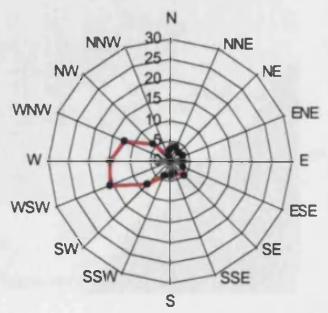
julio
(calmas 3.44%)



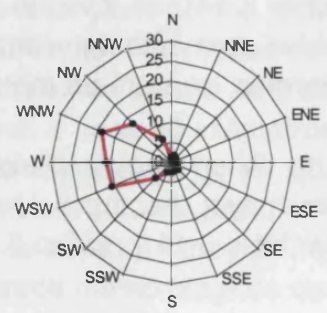
agosto
(calmas 4.79%)



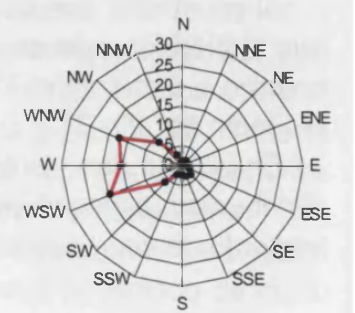
septiembre
(calmas 5.67%)



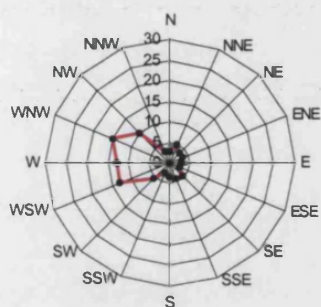
octubre
(calmas 7.83%)



noviembre
(calmas 6.73%)



diciembre
(calmas 11.36%)



promedio anual 1997-01
(calmas 5.73%)

Gráfico 3.12 (dos páginas)

Frecuencias direccionales mensuales de la procedencia del viento a 60 metros sobre el nivel del suelo, en la torre meteorológica de la Central Térmica de Andorra (Teruel), para el periodo 1997 - 2001. La última rosa se corresponde con el promedio anual de todo el periodo.

Las distribuciones acumuladas de la velocidad del viento registrada en la Torre de 60 metros ubicada en la Central Térmica de Andorra (Teruel), muestran (tabla 3.15) que para el periodo invernal, entorno a un cincuenta por ciento de los registros quinceminutales del viento tienen velocidades promedio inferiores a seis metros por segundo. De las representaciones anuales promedio, se obtienen cifras similares.

TORRE DE 60 METROS

Intervalo (m/s)	[0,2[[2,3[[3,4[[4,5[[5,6[[6,∞[
Primavera (%)	8.7	10.7	12.3	11.9	9.8	46.6
Verano (%)	9.4	12.6	16.6	15.8	12.5	33.2
Otoño (%)	13.5	12.2	12.3	10.6	9.6	41.9
Invierno (%)	16.2	11.2	9.0	7.5	7.9	48.2
Anual (%)	12.0	11.7	12.6	11.5	10.0	42.1

Tabla 3.15

Frecuencia de ocurrencia de los intervalos de velocidad de Pasquill, para la torre meteorológica de la Central Térmica de Andorra (Torre 60 m.), periodo 1997-2001.

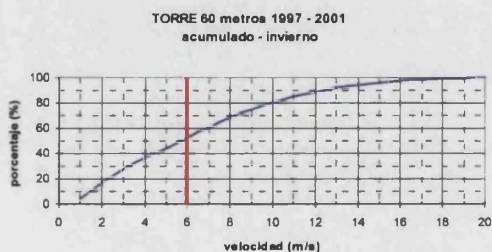
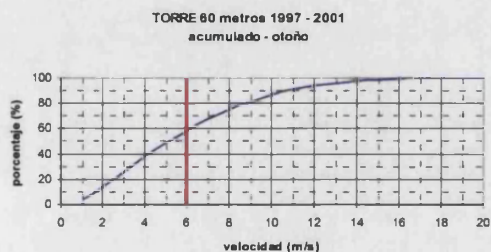
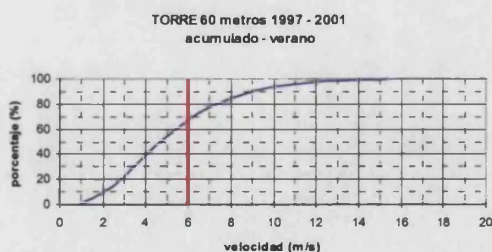
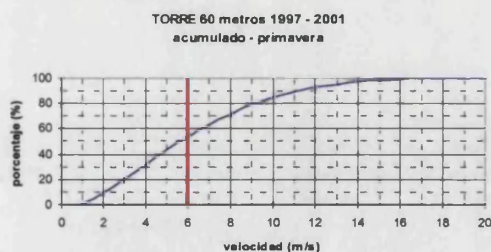
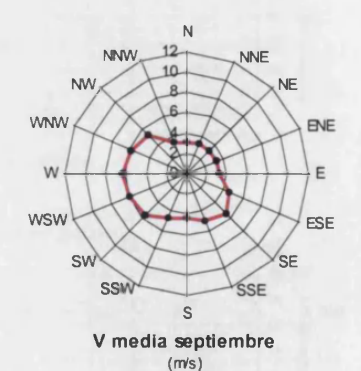
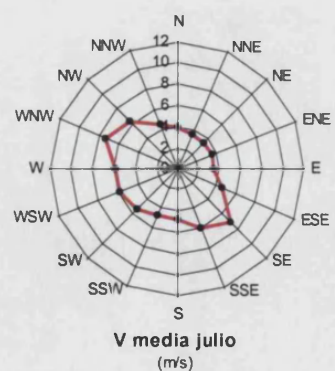
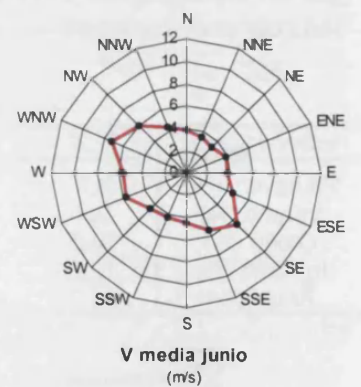
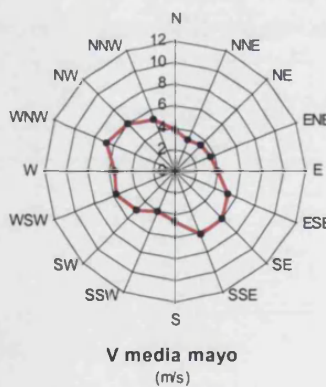
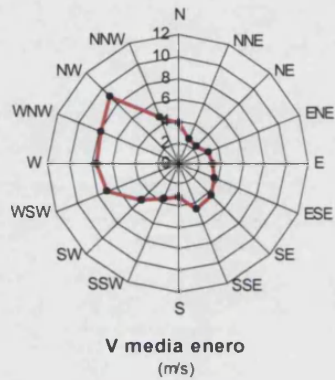


Gráfico 3.13

Distribuciones acumuladas de la velocidad del viento en la estación meteorológica de la Central Térmica de Andorra (Torre de 60 metros); periodo 1997-2001.

En verano, este comportamiento cambia sustancialmente; aumentando el registro de vientos (por debajo del valor de 6 m/s) a un 77% de las ocasiones.

Las distribuciones acumuladas de la velocidad del viento en la torre de 60 metros (figura 3.14) son muy similares a las del emplazamiento de montaña de Morella (figura 3.8).



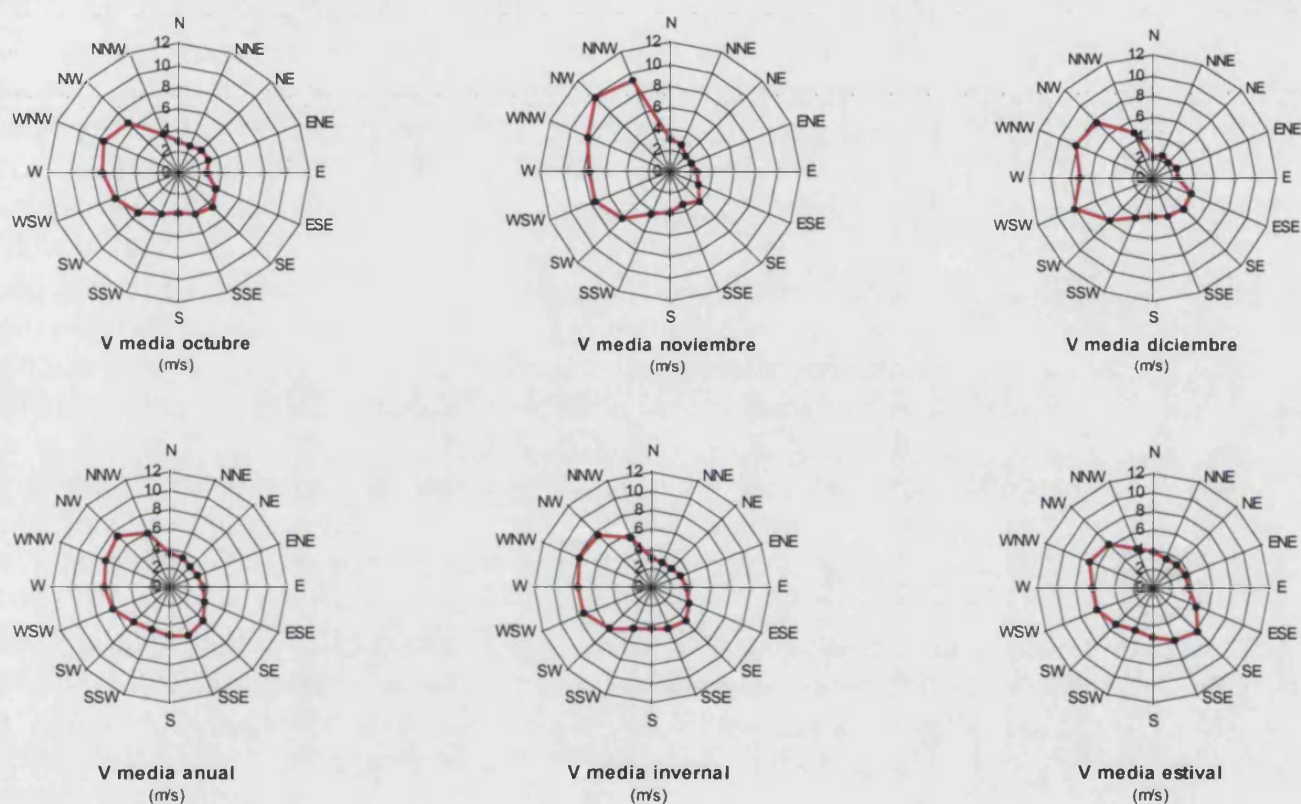


Gráfico 3.14 (dos páginas)

Rosas de velocidades medias mensuales del viento a 60 metros sobre el nivel del suelo, en la torre meteorológica de la Central Térmica de Andorra (Teruel), para el periodo 1997 - 2001. La penúltima rosa se corresponde con la de velocidades medias anuales (media de las medias de los doce meses); la penúltima es la rosa media de los meses de enero, febrero, marzo, octubre, noviembre y diciembre; y la última de los restantes.

3.2 Análisis bidimensional del campo de vientos

Tras el análisis de las rosas de viento del apartado anterior, ya se han apuntado y cuantificado algunas de las características del campo de vientos en la zona de estudio; y que son coherentes con las descripciones de los ciclos meso-meteorológicos descritos desde años atrás [Clavero, P.L.; 1977], [Millán, M. et al.; 1992], [Quereda, J. y Montón, E; 1994], [Millán, M.M.; 2002].

Las rosas de viento presentadas anteriormente (graficos de 3.1 a 3.13) han caracterizado la complejidad de la dinámica atmosférica de la baja troposfera en la región Noroccidental de la Comunidad Valenciana debido a la interacción del flujo atmosférico con los sistemas montañosos.

Como ya se apuntó en la introducción de este bloque temático, la fuerte insolación en estas latitudes y lo complejo de la topografía favorece el desarrollo de importantes sistemas circulatorios mesoescalares, que propician una gran penetración de los sistemas de brisa, dominando la circulación atmosférica en la baja troposfera [Millán, M. et al.; 1991][Millán, M. et al.; 1996]. Esta orografía provoca que las circulaciones locales tengan peculiaridades específicas que las hacen sustancialmente diferentes a las producidas en grandes extensiones planas [Millán, M. et al.; 1999], aunque en ambos tipos de topografía el origen sea el térmico. Numerosos estudios han analizado la estructura de estas circulaciones, interrelacionándolas con la dinámica de diferentes especies gaseosas contaminantes [Martin, M. et al.; 1991], [Millán, M. et al.; 1992], [Millan, M. et al.; 1997]. No obstante, la aparición de un mayor o menor gradiente térmico entre la tierra y el mar, y la variabilidad de las condiciones sinópticas, condicionará el grado de desarrollo de este tipo de circulaciones pudiendo incluso inhibirlas ocasionalmente.

Para poner de manifiesto algunas de estas características y para completar el análisis cualitativo de la información disponible del campo de vientos en superficie, en este segundo apartado se presenta un análisis bidimensional del campo de vientos realizado en términos de sus características de estancamiento, recirculación, ventilación y dirección neta de transporte. Estos coeficientes, son analizados a partir de los datos de cinco emplazamientos; cuatro de ellos coincidentes con los presentados anteriormente y un quinto ubicado en el fondo de un valle del interior de la provincia de Castellón.

Recordando brevemente las características de los emplazamientos a los que se hace referencia en este apartado (tabla 3.1): el primero, el de Grau de Castelló, situado a unos 500 m. de la costa; el segundo, Morella, ubicado en la cima de una montaña a 1160 m. de altura y a 55 Km. de la costa; el tercero, Villores situado a unos 65 Km. de la costa, en el fondo de un valle con eje según dirección N-S; el cuarto, Monagrega ubicado en las estribaciones del valle del Ebro a unos 700 m. de altura y a 10 km de la Central Térmica de Andorra; y el quinto, una torre de 60 metros de altura ubicada en la misma Central Térmica de Andorra a unos 700 metros sobre el nivel del mar y a unos 90 km de la costa. La diferencia de altura entre las estaciones de Villores y de Morella es de, aproximadamente, 300 metros.

Los datos de viento, en los cuatro primeros casos, se midieron a 10 metros de altura sobre el nivel del suelo, en el quinto se



registraron a 60 metros de altura sobre el nivel del suelo. El intervalo de muestreo (coincidente con el periodo de promedio, T) es de 15 minutos para Morella y Grau; de 10 minutos para Villores; y de 30 minutos para Monagrega y la torre de 60 metros.

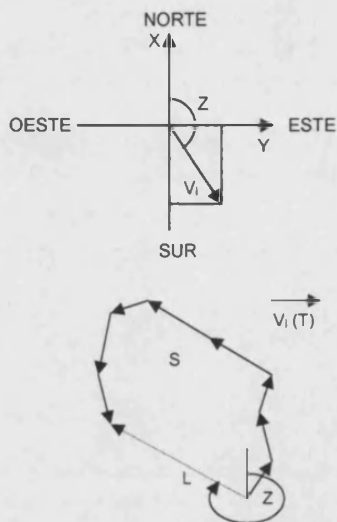
Se han calculado las medias de los promedios diarios de los años 1997, 1998 y 1999 (resumidos en la tabla 3.16); por ser este el único periodo temporal coincidente para los cinco emplazamientos de medida⁶.

Estos cinco emplazamientos, durante los meses en los que se desarrolla la Baja Térmica Ibérica (BTI), se encuentran incluidos dentro de circulaciones atmosféricas interconectadas entre sí. Proyectos Europeos encaminados a estudiar los ciclos meso-meteorológicos y regionales de la troposfera (como los proyectos MECAPIP y RECAPMA) [Millán, M. et al.; 1992], [Millán, M. M.; 2002], han documentado penetraciones de la brisa costera en el entorno de Castellón de hasta 120 kilómetros tierra adentro, así como la convergencia de los vientos superficiales de toda la Península Ibérica hacia la meseta central forzados por la B.T.I. [Millán, M. et al.; 1992]. Durante el invierno (fundamentalmente) el flujo general (sinóptico) rige la dinámica del viento en todos estos cinco emplazamientos; jugando el amplio valle del Ebro un papel de canalización y venteo de las masas de aire según su eje (perturbándose esta dirección por la influencia de los valles secundarios del sistema Ibérico, al Sur, y de Pirineos, al Norte).

Los coeficientes que se van a emplear se definen extensamente en el anexo C, y se basan en un sencillo modelo bidimensional del campo de vientos propuesto por K.J. Allwine y C.D. Whiteman (1994).

Los términos de estancamiento, recirculación y ventilación son empleados habitualmente, dentro del ámbito de la contaminación atmosférica, para describir diferentes tipos de condiciones de transporte de las masas de aire sobre un punto o zona geográfica determinada. Generalmente éstos son términos empleados en un sentido descriptivo (cualitativo). Allwine y Whiteman (1994) definieron matemáticamente estos conceptos con el fin de cuantificar las condiciones de transporte del viento en un punto geográfico.

⁶ En el anexo C se presentan los resultados de Morella, Torre de 60 metros y Monagrega para el periodo 1997 – 2001. En él se pone de manifiesto que, aún en una base temporal más amplia, no cambian sustancialmente los resultados que en este epígrafe se presentan.



$$L = T\sqrt{X^2 + Y^2}$$

$$S = T\sum |\vec{V}_i|$$

$$R = 1 - \frac{L}{S}$$

Estos autores consideran que:

- **El estancamiento** es el evento atmosférico en el que el flujo de viento decrece en intensidad o, eventualmente, se hace cero (calma). En este tipo de escenarios, los contaminantes atmosféricos permanecen próximos a sus fuentes.
- **La recirculación** es el evento en el que la contaminación atmosférica es inicialmente transportada lejos de la(s) fuente(s) emisora(s), para posteriormente ser transportada de nuevo a una zona geográfica próxima al foco(s) emisor(es).
- **La ventilación** es el evento atmosférico antagónico a los dos anteriores. La contaminación atmosférica es transportada y alejada indefinidamente del foco(s) emisor(es).

Allwine y Whiteman (1994) propusieron una formulación matemática coherente con estas definiciones; para ello definieron los siguientes parámetros:

- Z; el ángulo hacia donde se ha producido un transporte neto de la masa de aire.
- L; el desplazamiento neto o distancia que el aire ha recorrido.
- S; la distancia recorrida (suma de los módulos de los vectores velocidad V_i , registrados cada intervalo T).
- R; el factor que indica la presencia de recirculaciones locales sobre la escala de tiempos en la que se promedie (en este estudio, 24 h.).

R igual a uno significa una recirculación total; el factor S determina el grado de estancamiento (S igual a cero, estancamiento total y, por tanto, R igual a cero). La ventilación viene determinada por valores elevados de L y S, y valores bajos de R.

Este modelo bidimensional, aún siendo demasiado simple como para ofrecer una imagen detallada del campo de vientos (tridimensional), permite realizar balances másicos (o de recorridos netos del viento) de emplazamientos relativamente próximos entre sí. Además, apoyándose en estudios previos de ámbito más general (escalas regionales, mesoescalares, etc) es posible obtener una imagen cualitativa de las diferencias sustanciales que experimenta el régimen de vientos en la zona de estudio, entre diferentes estaciones del año.

En particular, en este apartado se pone en evidencia y se cuantifica la predominancia, según emplazamientos con distintas peculiaridades orográficas, de unas determinadas condiciones de transporte (en cuanto a intensidad y dirección).

El periodo de promedio empleado ha sido de 24 h. porque los procesos de los que se deseaba obtener información eran los de

mesoescala, fundamentalmente brisas (marina y de valle), asociados al calentamiento solar y que presentan periodicidad diaria. Por ello, el mayor o menor desarrollo de estos procesos, asociados tanto a la ubicación de la estación meteorológica como a la estación del año (grado de insolación), se manifiestan en los promedios diarios.

PROMEDIO 1997-99	GRAU (costa)			MORELLA (altura)			VILLORES (valle)		
	S (Km)	L (Km)	R	S (Km)	L (Km)	R	S (Km)	L (Km)	R
INVIERNO	131.96	86.76	0.43	628.35	573.87	0.14	192.74	152.60	0.29
VERANO	152.38	107.98	0.30	453.92	344.53	0.29	226.95	173.67	0.27
ANUAL	148.53	100.59	0.37	547.24	467.00	0.21	208.78	161.89	0.28

Tabla 3.16

Factores de estancamiento (S), recirculación (R) y de desplazamiento neto (L); para los cinco emplazamientos; como promedios invernal, estival y anual.

La ventilación viene determinada por valores elevados de L y S; y valores bajos de R. Valores de R próximos a uno indican mayores condiciones de recirculación.

PROMEDIO 1997-99	MONAGREGA			TORRE 60 metros		
	S (Km)	L (Km)	R	S (Km)	L (Km)	R
INVIERNO	308.89	258.17	0.26	578.1	510.0	0.22
VERANO	314.17	150.50	0.53	433.2	269.8	0.47
ANUAL	314.32	209.74	0.38	509.6	395.2	0.35

La representación de las distancias netas de transporte (L, como resultado de un promedio diario) en función del ángulo de transporte (Z), gráfico 3.15, muestran claras diferencias estacionales entre los diferentes emplazamientos e incluso entre un mismo emplazamiento.

Se han presentado únicamente los periodos de invierno y de verano puesto que son las estaciones más diferentes entre sí (climatológicamente hablando). Las dos restantes (otoño y primavera) no son más que situaciones intermedias o de transición y, por ello, tienen características de transporte y ventilación menos diferenciadas⁷.

A la vista de los resultados presentados, por un lado, los coeficientes de ventilación, recirculación y estancamiento (tabla 3.16 y figura 17); y por el otro, los porcentajes del ángulo de transporte neto, así como la cobertura o disponibilidad de datos (tabla 3.17), a continuación se pasan a analizar las características más relevantes de los emplazamientos, para cada una de las dos estaciones del año más diferenciadas (invierno y verano).

⁷ Las representaciones gráficas y las tablas análogas a las aquí presentadas para los periodos de primavera y otoño, se encuentran en el anexo C.

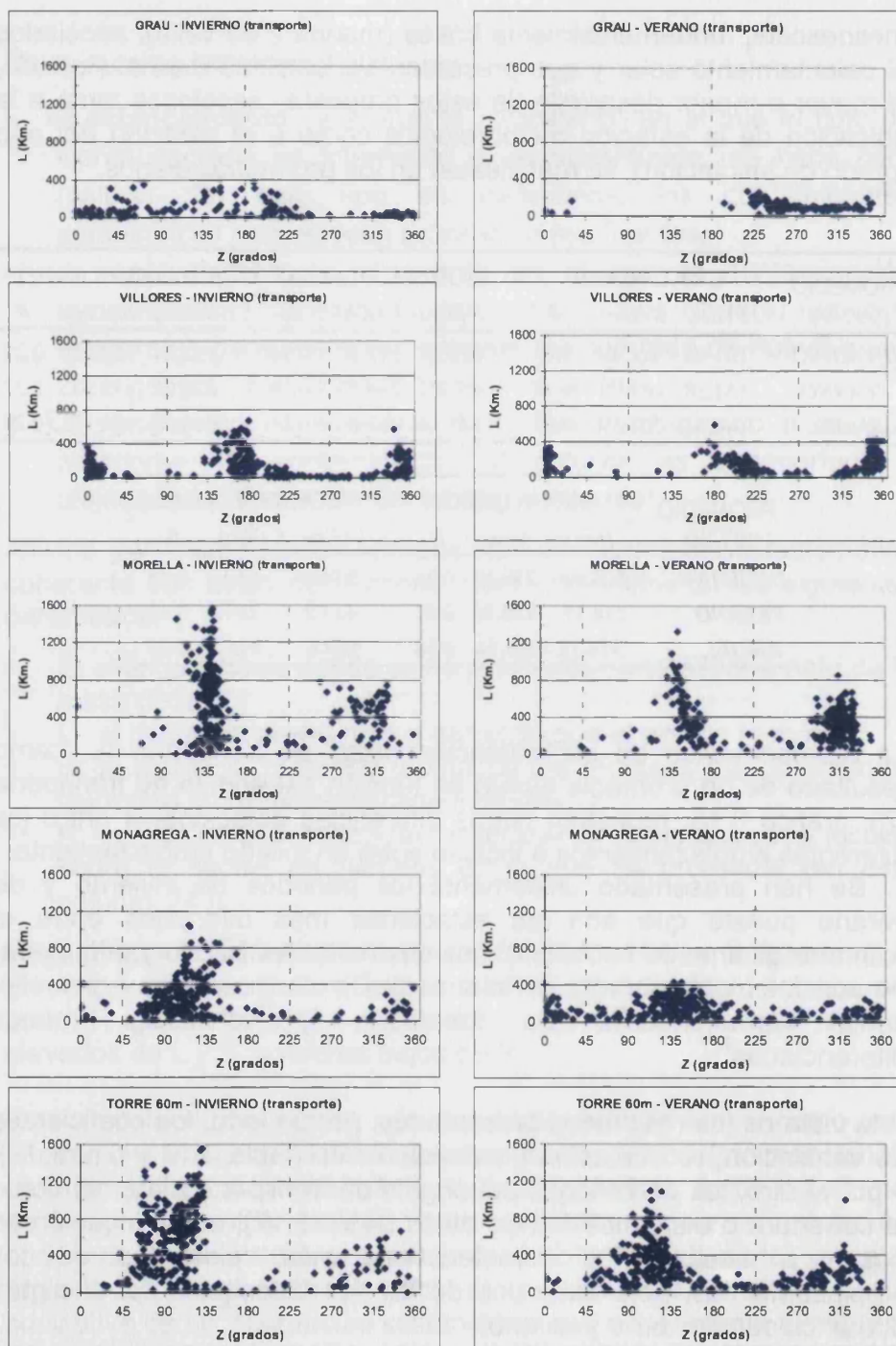


Gráfico 3.15

Representaciones gráficas del desplazamiento neto (L) como función del ángulo de transporte neto (Z). Se observa claramente las distribuciones bimodales según el eje del valle del Ebro (Morella, Monagrega y Torre de 60 metros), del eje del valle donde se encuentra ubicado Villorres (valle de Zorita). En la estación más costera (Grau) se aprecia el predominio de vientos de brisa marina durante el verano. En líneas discontinuas, los sectores en los que se dividen las direcciones para el cálculo de las frecuencias de transporte de la tabla 3.17

	RUMBOS DE TRANSPORTE (%)								
	GRAU (costa)			MORELLA (altura)			VILLORES (valle)		
PROMEDIO 1997 - 99	W	E	COB.	NW	SE	COB.	S	N	COB.
INVIERNO	45.0	55.0	80.7	25.1	74.9	95.9	52.6	47.4	93.7
VERANO	95.9	4.1	88.0	62.3	37.7	86.6	37.3	62.7	85.5
ANUAL	68.4	31.6	89.9	40.5	59.5	87.8	46.9	53.1	82.4

Tabla 3.17

Frecuencia de los rumbos de transporte neto (L), agrupados por los sectores indicados en líneas discontinuas en el gráfico 3.15, para las estaciones promedio de invierno y de verano, y para el promedio anual.

	RUMBOS DE TRANSPORTE (%)					
	MONAGREGA			TORRE 60 m		
PROMEDIO 1997 - 99	NW	SE	COB.	SW	SE	COB.
INVIERNO	13.8	86.2	88.5	18.9	81.1	90.0
VERANO	25.7	74.3	98.9	31.2	68.8	97.5
ANUAL	24.5	75.5	98.6	27.3	72.7	93.8

3.2.1 Periodo invernal

a) Respecto a los emplazamientos de costa (Grau), montaña (Morella) y valle interior (Villores):

Las estaciones de valle (Villores) y altura (Morella) presentan dos modos principales de transporte; en la del valle, coincidiendo con su eje y con intensidades (en frecuencia de ocurrencia y magnitud de "L") similares; y en la de la altura, con un modo, el de 140° un 75%, mucho más importante que el otro, a 315° con un 25%. En el Grau (costa), la dispersión del ángulo de transporte es muy superior, aunque con una predominancia ligeramente mayor del transporte neto hacia el primer y segundo cuadrantes (de 0° a 180°). Por otro lado, el hecho de que $L_{Morella} \gg L_{Villores} > L_{Grau}$, que la distancia, S , siga la misma pauta y que el factor de recirculación tenga un comportamiento opuesto, $R_{Morella} \ll R_{Villores} \ll R_{Grau}$, pone de manifiesto que, con respecto a la estación de Morella, la situación típica es de advección del NW (gran ventilación, o sea, elevado transporte neto y recorrido del viento, y baja recirculación) y que en la costa se produce un escaso desarrollo espacial y temporal de la brisa diurna, lo que favorece una pobre ventilación (mínimas "L" y "S", y máxima "R" registradas). La situación intermedia se corresponde con el emplazamiento del fondo del valle, donde las circulaciones cíclicas de valle compiten con el arrastre del flujo sinóptico en altura (la advección favorece la ventilación), que se pone de manifiesto, en la dirección de 180° , en la alta dispersión de "L" hacia valores elevados;

así, aún siendo el factor de recirculación mayor que el de Morella, no llega a ser tan elevado como el de la costa.

b) Respecto a los emplazamientos del interior Monagrega y Torre de 60 metros:

En el interior de la zona de estudio en el entorno próximo a la Central Térmica de Andorra (figura 2); a 10 metros de altura sobre el nivel del suelo (Monagrega) se registran valores del coeficiente de recirculación del orden de los de emplazamientos costeros (promedio anual), aunque con desplazamientos netos muy superiores. Esto no es así durante la estación de invierno.

Al igual que en los emplazamientos de Villores y Morella, los del interior (Monagrega y Torre de 60 metros) presentan dos modos principales de transporte; presentando los vientos en superficie (a 10 metros) un modo principal entorno a los 100° (con una frecuencia del 86%) y en altura (a 60 metros) entorno a los 90° (con una frecuencia del 81%). Entre los dos emplazamientos, la diferente magnitud de "L" pone de manifiesto la diferencia de altura, sobre el nivel del suelo, a la que se realizaron las medidas. El bajo valor del coeficiente de recirculación para la torre de 60 metros, de 0.22, corrobora la elevada ventilación (sólo tiene un valor menor, para esta estación del año, el emplazamiento de Morella). El segundo modo de transporte, mucho menos acusado en los vientos de superficie, muestra una distribución entorno a los 315° en los vientos de altura.

Con respecto a los emplazamientos más orientales, se cumple que $L_{Morella} > L_{Torre} \gg L_{Monagrega} > L_{Villares} > L_{Grau}$, que la distancia, S, siga la misma pauta y que el factor de recirculación tenga un comportamiento opuesto, $R_{Morella} < R_{Torre} < R_{Monagrega} < R_{Villares} \ll R_{Grau}$, pone de manifiesto que, paralelamente a lo dicho para el emplazamiento de Morella, la situación típica es de advección del WNW, asociada a una gran ventilación (elevado transporte neto y recorrido del viento); siendo más acusadas estas características con la altura sobre el suelo.

3.2.2 Periodo estival

a) Respecto a los emplazamientos de costa (Grau), montaña (Morella) y valle interior (Villares):

Continúan apareciendo dos modos principales de transporte en Morella y Villares aunque con intensidades (valores de "L"), en ambos casos, más similares entre los dos modos. En comparación con la situación invernal, se produce un giro de 180° en la dirección preferente de transporte. En Morella, el 62% de los días el transporte neto tiene una dirección comprendida entre los 225° y los 45° , mientras que en invierno el 75% de las veces tiene la opuesta; el

mayor desarrollo espacial alcanzado por las circulaciones de brisa en esta época del año, que alcanzan y engloban a este emplazamiento en su ciclo diurno, explica este hecho. En Villores, estación vinculada a la circulación de valle, con el cambio en la frecuencia de la dirección de transporte se hace patente la mayor intensidad de los vientos anabáticos (ladera arriba), que refuerzan, por otro lado, la entrada de la brisa diurna. En Grau, hay un claro sesgo en el ángulo de transporte hacia el tercer y cuarto sector (de 180° a 360°); poniendo de manifiesto la duración e intensidad de la brisa diurna, disminuyendo (en comparación con la situación invernal) en un 30% el factor de recirculación e incrementándose un 25% el transporte neto, L; es decir, evolucionando claramente hacia una situación de mayor ventilación. En esta época del año se sigue manteniendo entre las estaciones la relación de transporte, "L", y recorrido, "S", descrito para el invierno; sin embargo, la de los factores de recirculación varía, pasando a ser $R_{\text{Villores}} < R_{\text{Grau}} \cong R_{\text{Morella}}$. Es destacable que R_{Villores} permanece prácticamente constante en relación al valor de invierno, que el factor de Morella se incrementa en más de un 100% y el del Grau se reduce en un 30%. Con respecto a la recirculación, se muestran muy similares los emplazamientos de altura y de la costa, una evidencia más de que en esta estación del año la circulación de brisa que predomina en el Grau, engloba y determina el régimen de vientos en Morella; no obstante, la mayor intensidad de los vientos en altura (comparar los valores del factor "L" de Grau y Morella) ponen de manifiesto que la ventilación en altura sigue siendo mayor que en la costa. Respecto a Villores, tanto en invierno como en verano, se mantiene la circulación cíclica de valle y, aunque la recirculación no varía, sí que existen variaciones significativas en cuanto al recorrido y transporte netos porque a diferencia de lo que ocurría en invierno, ahora el arrastre sinóptico es menos eficaz frente al desarrollo de las circulaciones de valle y consecuentemente la dispersión, en la dirección de 180°, es menor hacia valores elevados de "L"; aunque en promedio, "L" y "S" son mayores por alcanzar las circulaciones cíclicas un mayor desarrollo espacial.

b) Respecto a los emplazamientos del interior Monagrega y Torre de 60 metros:

En el emplazamiento de Monagrega, los dos modos principales de transporte neto, que tan evidentemente se manifestaban en la estación invernal, prácticamente desaparecen en verano. Únicamente aparece claramente el del segundo cuadrante, ahora centrado entorno a los 145°. Con los vientos de altura (torre de 60 m.) no ocurre lo mismo; aunque sí que se aprecia una clara disminución del

valor del transporte neto. Así mismo, el ángulo de transporte del modo principal se desplaza hacia los 100°; y el del segundo modo de transporte queda más definido en esta estación del año entorno a los 315°. En ambos emplazamientos, se produce un incremento del transporte hacia el cuarto cuadrante de un 12% (respecto a la situación invernal); este incremento del transporte hacia el interior peninsular se corresponde con la preponderancia de las circulaciones mesoescales de origen térmico durante esta época del año [Millán, M. et al.; 1992]; y que es coherente con el comportamiento descrito en los emplazamientos más orientales. En este sentido, es de resaltar el significativo aumento de los coeficientes de recirculación; que pasan a ser del orden del registrado en la costa (Grau) para la época invernal; de tal modo que $R_{Viltores} < R_{Grau} \cong R_{Morella} < R_{Torre} \cong R_{Monagrega}$

3.2.3 Conclusiones del análisis bidimensional

Como conclusiones más relevantes de este análisis bidimensional del flujo de aire en los cinco emplazamientos presentados, se pueden resaltar las siguientes (a partir de las tablas 3.16 y 3.17; y del gráfico 3.15 y de las consideraciones expuestas en el análisis de las rosas de viento del apartado anterior):

Tabla 3.18

Resumen de la comparativa de los factores de transporte neto (L) y de recirculación (R), entre los diferentes emplazamientos y para los promedios de verano y de invierno.

PROMEDIO 1997 - 99	FACTORES
	DESPLAZAMIENTO NETO (L) y RECIRCULACIÓN (R)
INVIERNO	$L_{Morella} > L_{Torre} \gg L_{Monagrega} > L_{Viltores} > L_{Grau}$ $R_{Morella} < R_{Torre} < R_{Monagrega} < R_{Viltores} \ll R_{Grau}$
VERANO	$L_{Morella} > L_{Torre} > L_{Viltores} \cong L_{Monagrega} > L_{Grau}$ $R_{Viltores} < R_{Grau} \cong R_{Morella} < R_{Torre} \cong R_{Monagrega}$

* En invierno:

- Las estaciones de Morella y Viltores presentan dos modos principales de transporte, marcadamente diferentes.
- La situación típica en Morella y en el interior (Monagrega y torre de 60 metros) es de advección (ventilación elevada) del NW en el primer emplazamiento y del WNW en los segundos.
- En el emplazamiento costero (Grau), la ventilación es escasa (mínimos coeficientes L, S) y la recirculación máxima.

* En verano:

- Las estaciones de Morella y Viltores presentan dos modos principales de transporte.
- Respecto a la situación invernal, hay un giro de 180° en la dirección de transporte neto; salvo para los emplazamientos del interior (Monagrega y torre de 60 metros) en los que se aprecia

un incremento del 12% en el transporte neto hacia el cuarto cuadrante.

- En Grau y en Morella, el factor de recirculación es similar.
- En el interior, Monagrega y torre de 60 m., los coeficientes de recirculación son del orden de los de la costa en invierno.

Campo de vientos en altura

La evidencia no es nada sin un juicio de valor

Frank Herbert

Dentro de este primer bloque temático, y tras describir el campo de vientos en superficie, en este capítulo se analizan estadísticamente las direcciones predominantes del campo de vientos en altura, comparándolos con registros simultáneos del campo de vientos a 60 metros de altura y en superficie. Todo ello con el objeto de, visto lo expuesto en el capítulo anterior y sin olvidar que la finalidad última de toda esta memoria es la caracterización de la dispersión atmosférica en la zona, conformar una imagen tridimensional de las condiciones de transporte de las emisiones de la chimenea de 343 metros de altura de la central térmica de Andorra.

Para ello se emplean los registros de las direcciones preferentes de transporte del penacho de esta central térmica; registrados sistemáticamente desde 1997 hasta 2001 (ambos inclusive).

A partir de la información disponible en altura de la dispersión del penacho de la central térmica y de los registros simultáneos del viento en superficie, se ponen de manifiesto en un primer apartado, tanto las direcciones preferentes de advección del viento en altura, como la variabilidad estacional de la cizalladura direccional.

En el segundo apartado del capítulo, se propone una clasificación sinóptica de las direcciones de advección del viento (asociadas a las direcciones preferentes de transporte del penacho de la central térmica), con el fin de identificar (y asociar) diferentes patrones sinópticos con comportamientos advectivos similares del penacho en altura.

En el tercer apartado, se analiza la viabilidad de establecer, desde un punto de vista estadístico, una correlación entre la clasificación sinóptica presentada (basada en el comportamiento advectivo del penacho en altura) y los patrones de impacto de las emisiones de la central térmica en cuatro emplazamientos situados a 50-60 kilómetros de la chimenea.

Por último, y como síntesis de todo este primer bloque temático (*Cuenca Aérea*), este capítulo finaliza con un resumen de las características más relevantes del campo de vientos en el área de estudio (presentadas a lo largo de los capítulos tres y cuatro).

4.1 Descripción estadística del transporte en altura¹

Utilizando al penacho como un trazador de oportunidad; es decir, como un observable que indica la dirección del viento a la altura de transporte del penacho, el cálculo de la rosa de direcciones determinadas por el eje que une el foco emisor (chimenea) y el centro de gravedad de la distribución de concentración medida en altura (con el COSPEC), da información del régimen de direcciones de viento predominantes en las capas de transporte del penacho y, de este modo, de las zonas del entorno de la central térmica más susceptibles de sufrir inmisiones procedentes de esta.

¹ Algunos de los resultados presentados en este epígrafe se comunicaron en el congreso realizado por la American Meteorology Society (AMS) [Mantilla, E. et al.; 1998] y en el VII Congreso de Ingeniería Ambiental (PROMA) de 2001; [Palau, J.L et al.; 2001]

La fuerte cizalladura del viento en los niveles bajos de la atmósfera, consecuencia de las constricciones orográficas y del desarrollo de circulaciones mesoescalares que se insertan en el flujo general, condiciona fuertemente la dinámica del penacho [Mantilla, E. et al.; 1998]. Para poner de manifiesto de forma estadística este hecho, se han calculado, para los periodos en los que se estuvo midiendo con la unidad móvil (y únicamente para estos intervalos temporales), las direcciones del viento registradas en tres de los emplazamientos descritos en el capítulo anterior (tabla 3.1); Morella, Monagrega y Torre de 60 metros (ubicada en la misma central térmica). Por ello, las rosas de viento (indicando las direcciones hacia donde se dirige el viento o direcciones de transporte) que se presentan (figuras IV.1 y IV.2) se corresponden con intervalos horarios diurnos, no incluyendo pues los transportes nocturnos.

Con las direcciones de los cuatro conjuntos de medidas, se confeccionaron tres rosas de viento y una rosa de direcciones de transporte del penacho (para cada una de las estaciones del año).

Por analogía con las rosas de transporte del penacho, para el caso de los tres emplazamientos, se han representado también las direcciones hacia donde se dirige el viento (transporte); contrariamente a lo que de manera habitual se realiza en contextos meramente climáticos (como las rosas presentadas en el capítulo anterior, en los que se han representado las direcciones de procedencia del viento).

Ha sido posible estimar la frecuencia de transporte del penacho de la central térmica de Andorra, mediante el uso de los datos obtenidos con un espectrómetro de correlación, COSPEC² [Millán, M. (2); 1978], [Millán, M.; 1979]. El cálculo de las rosas de transporte del viento en altura, se ha realizado a partir de las medidas sistemáticas de las emisiones sulfurosas de la central térmica realizadas a diferentes distancias y en torno a la chimenea durante cinco años².

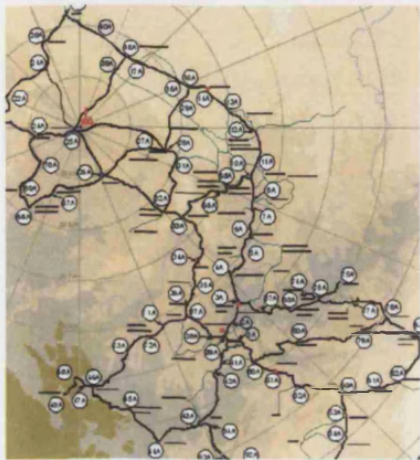
Desde un punto de vista estadístico (para la confección de rosas de viento, como promedio de cinco años), se supone que la dirección del viento en altura (dirección de transporte) es idéntica a la dirección promedio de transporte del penacho en altura durante cada intervalo de medida.

Estas direcciones preferentes de transporte se calculan a partir de la determinación del centro de gravedad de las distribuciones



² Para obtener más información sobre este instrumento, así como sobre la estrategia de medida seguida, ver el capítulo dos de esta memoria.





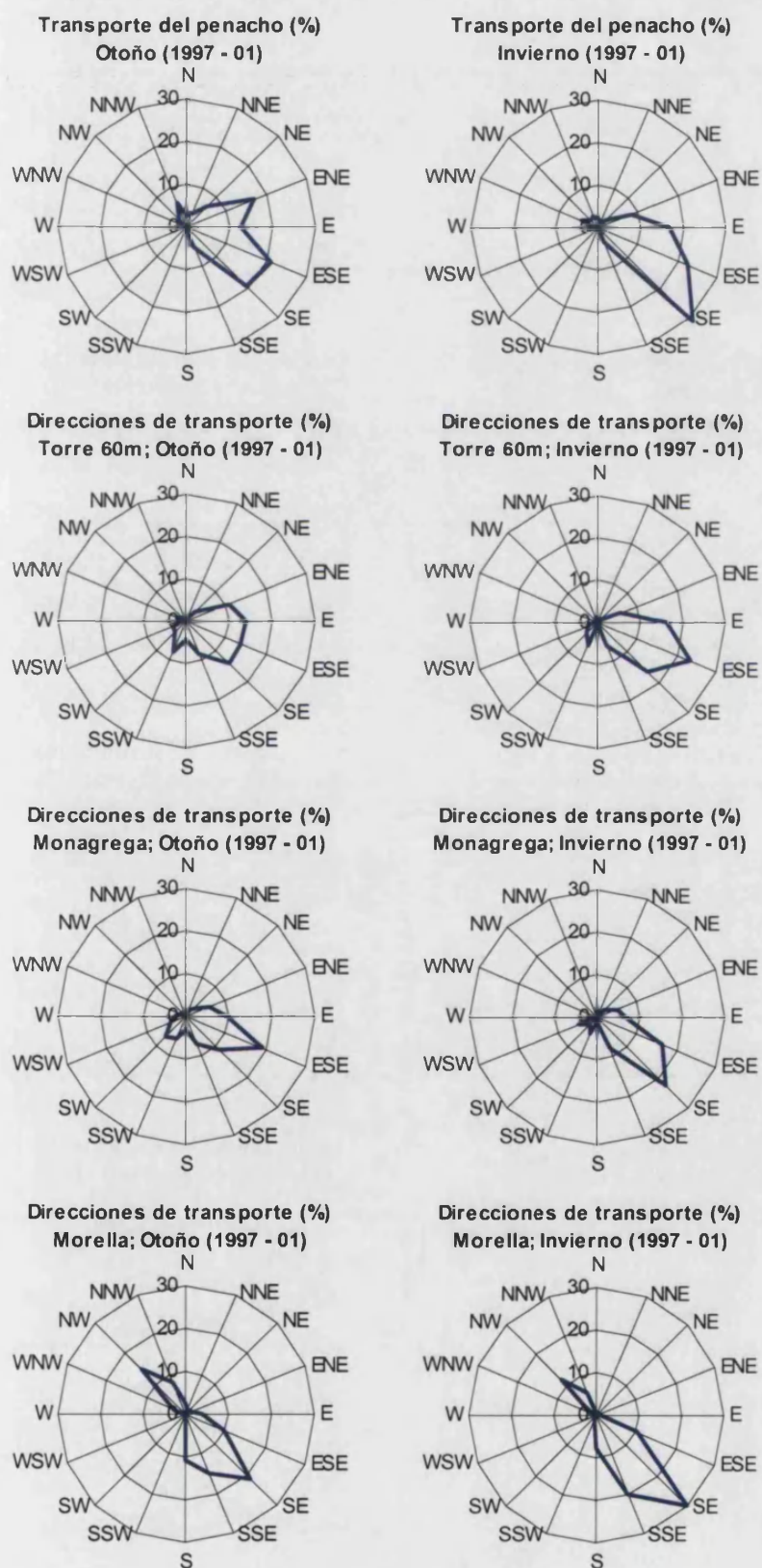
de concentración obtenidas a lo largo de transectos de carretera que rodean a la chimenea [Palau, J.L.; 2001].

Se ha considerado que el centro de gravedad es la posición más representativa del eje del penacho (o dirección de preferente de transporte). Bajo esta hipótesis [Millán, M.; 1978] en este apartado se realiza un estudio estadístico de las direcciones de transporte del penacho a lo largo de los cinco años de muestreo.

Se han calculado los centros de gravedad de las 1496 distribuciones obtenidas con la unidad móvil durante el periodo 1997 – 2001, y se ha realizado el análisis de las frecuencias direccionales de transporte, tanto en base anual como estacional (gráficos 4.1 y 4.2; tabla 4.1).

A la vista de los resultados (gráficos 4.1 y 4.2) hay tres aspectos a resaltar:

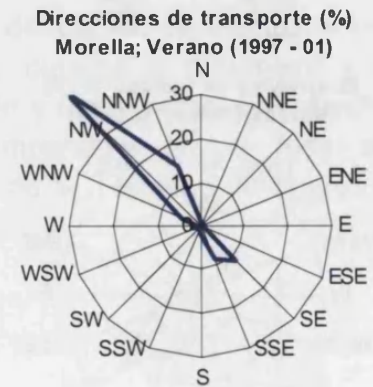
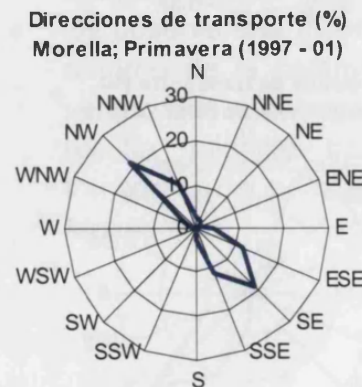
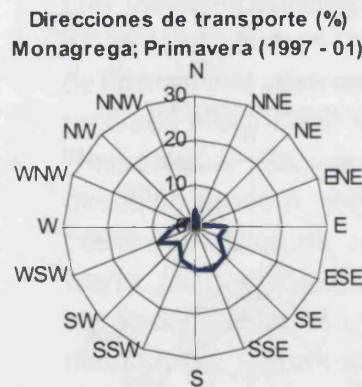
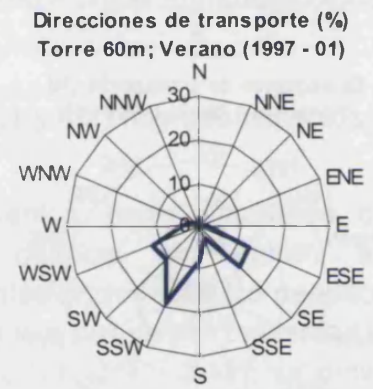
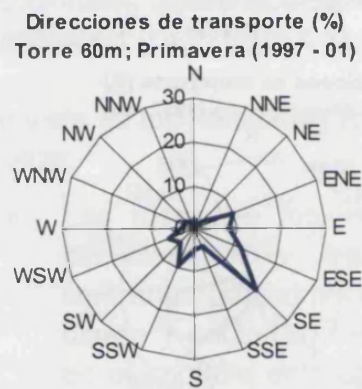
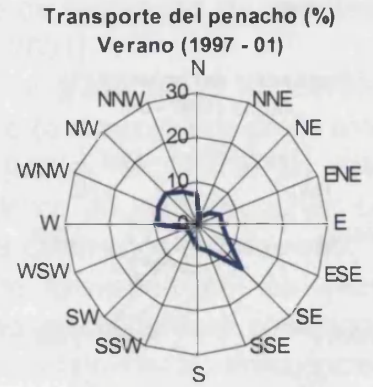
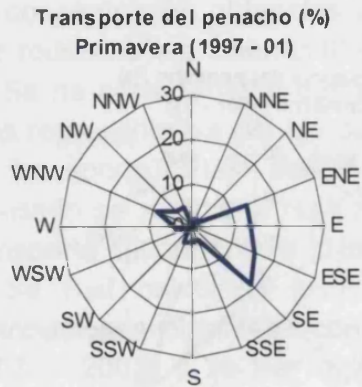
- Las rosas de los emplazamientos, pese a tratarse de direcciones de transporte diurnos, no entran en contradicción con las rosas totales (incluyendo los periodos diurno y nocturno) de procedencia del viento presentadas en el capítulo anterior (gráficos 3.6, 3.9 y 3.12); es decir, que las campañas (diurnas) de medida se han efectuado de tal forma que se han registrado los regímenes nocturnos de transporte del penacho (fundamentalmente con los registros efectuados a primeras horas de la mañana).
- Respecto a las rosas de transporte del penacho, la dirección predominante del transporte es hacia el segundo cuadrante (vientos de procedencia NW) en invierno y otoño. En primavera comienza a ser significativo el transporte hacia el cuarto cuadrante, pasando a ser una distribución claramente bipolar (eje NW-SE) durante la estación estival.
- Se observa una mayor cizalla del campo de vientos, en el entorno de la central térmica, durante la primavera y el verano que a lo largo del otoño y del invierno. Este hecho resulta evidente tras la comparativa de la rosa de transporte del penacho, y las de la Torre de 60 metros y Monagrega.

**Gráfico 4.1**

Rosas de direcciones de transporte del penacho de la central térmica de Andorra para las estaciones de otoño e invierno. Se incluyen las rosas de direcciones de transporte del viento (dirección hacia donde se dirige el viento) registrados en tres emplazamientos (tabla 3.1); Torre de 60 metros (ubicada en la misma central térmica) y Monagrega, en las proximidades de la chimenea; y Morella, en la cima de una montaña a 45 Km de la chimenea.

Gráfico 4.2

Rosas de direcciones de transporte del penacho de la central térmica de Andorra para las estaciones de primavera y verano. Se incluyen las rosas de direcciones de transporte del viento (dirección hacia donde se dirige el viento) registrados en tres emplazamientos (tabla 3.1): la Torre de 60 metros (ubicada en la misma central térmica) y Monagrega, en las proximidades de la chimenea; y Morella, en la cima de una montaña a 45 Km de la chimenea.



La suma de las frecuencias de los cuatro cuadrantes (Tabla 4.1), para cada uno de los tres emplazamientos, no es igual al 100% porque no se han considerado los vientos inferiores a 2 m/s (calmas). Obviamente esto no es así para las frecuencias de transporte del penacho.

Atendiendo a los resultados cuantitativos (porcentajes calculados por cuadrantes para cada uno de los emplazamientos y para el penacho, Tabla 4.1) se puede concretar lo dicho anteriormente para cada estación del año y para cada uno de los cuadrantes:

- Respecto a las rosas de transporte del penacho (como trazador de la dirección del viento en altura), durante el invierno y el otoño, las frecuencias de transporte diurno registrados en la dirección del segundo cuadrante son del orden del 66% y del 53% respectivamente, seguidas por las del primer cuadrante. Estos resultados muestran la clara tendencia invernal de vientos de procedencia NW. En verano, los transportes registrados hacia el segundo y cuarto cuadrantes son del mismo orden de magnitud (del 35% aproximadamente). Los porcentajes obtenidos para la primavera, reflejan la situación intermedia entre el verano y las otras dos estaciones del año.
- Respecto a la cizalla del campo de vientos:
 - Invierno y otoño: Comparando los distintos emplazamientos entre sí, se observan máximos absolutos, de la frecuencia de transporte hacia el segundo cuadrante, muy diferenciados de los valores registrados en el resto de direcciones. Éstos, además, son del mismo orden de magnitud; rondando el 50% ó el 60% para la estación de invierno, y entre el 43% y el 54% en otoño.
 - Verano: Mientras el transporte del penacho muestra la marcada bipolaridad (NW-SE) anteriormente comentada, la torre de 60 metros y el emplazamiento de Monagrega registran sus máximos de transporte hacia el tercer cuadrante (46.83% y 45.30% respectivamente). A 60 metros de altura existe un segundo máximo, hacia el segundo cuadrante, un 13% menos frecuente. En superficie (Monagrega) este segundo máximo no es tan acusado (22.94%); mientras a 60 metros la frecuencia de transporte hacia

% TRANSPORTE	1 ^{er}	2 ^o	3 ^{er}	4 ^o
TOTAL: 1997-2001	CUADRANTE	CUADRANTE	CUADRANTE	CUADRANTE
PENACHO	24.7	48.2	7.1	20.0
TORRE 60 m	14.8	43.3	27.2	5.5
MONAGREGA	9.5	35.7	29.0	6.9
MORELLA	5.0	44.0	4.9	39.2

% TRANSPORTE	1 ^{er}	2 ^o	3 ^{er}	4 ^o
PRIMAVERA 97-01	CUADRANTE	CUADRANTE	CUADRANTE	CUADRANTE
PENACHO	23.0	46.5	9.9	20.7
TORRE 60 m	18.6	42.3	24.4	8.4
MONAGREGA	8.8	33.6	29.7	10.3
MORELLA	7.8	45.1	2.9	37.2

% TRANSPORTE	1 ^{er}	2 ^o	3 ^{er}	4 ^o
VERANO 97-01	CUADRANTE	CUADRANTE	CUADRANTE	CUADRANTE
PENACHO	17.0	33.1	14.7	35.2
TORRE 60 m	4.3	33.3	46.8	6.4
MONAGREGA	3.2	22.9	45.3	8.5
MORELLA	2.4	21.6	4.9	64.0

% TRANSPORTE	1 ^{er}	2 ^o	3 ^{er}	4 ^o
OTOÑO 97-01	CUADRANTE	CUADRANTE	CUADRANTE	CUADRANTE
PENACHO	34.9	52.9	1.5	10.7
TORRE 60 m	22.0	44.8	17.6	4.3
MONAGREGA	15.3	43.3	19.8	4.9
MORELLA	7.1	54.3	6.0	26.5

% TRANSPORTE	1 ^{er}	2 ^o	3 ^{er}	4 ^o
INVIERNO 97-01	CUADRANTE	CUADRANTE	CUADRANTE	CUADRANTE
PENACHO	21.1	66.1	1.0	11.8
TORRE 60 m	15.1	54.7	12.5	2.5
MONAGREGA	12.1	50.8	11.9	1.9
MORELLA	1.8	64.8	5.5	20.0

Tabla 4.1

Distribución de frecuencias de transporte, por cuadrantes, del penacho de la central térmica de Andorra y de tres emplazamientos (tabla 3.1) en periodos temporales coincidentes. Los emplazamientos Monagrega y la Torre de 60 metros, se encuentran en las proximidades de la chimenea; y el de Morella en la cima de una montaña a 45 Km de la chimenea.

el segundo cuadrante es del 33.26%. En Morella, la distribución espacial de las frecuencias de transporte es aún más sesgada, ya que el 63.98% de los registros se corresponden con transportes hacia el cuarto cuadrante y un 21.61% hacia el segundo.

- Primavera: Al igual que el transporte del penacho evidencia una situación de transición entre el invierno y el verano (incrementándose el transporte hacia el tercer y cuarto cuadrante mientras se reduce la frecuencia hacia el segundo), en los emplazamientos de Monagrega y Torre de 60 metros se produce la misma transición entre los cuadrantes segundo y tercero. En Morella la situación de transición entre el invierno y el verano se hace igualmente patente entre los cuadrantes segundo y cuarto.

4.2 Clasificación sinóptica del transporte en altura

A lo largo de este segundo apartado se propone una clasificación sinóptica atendiendo a las direcciones de advección del viento en altura (asociadas a las direcciones preferentes de transporte del penacho en altura), con el fin de asociar diferentes patrones isobáricos (a escala sinóptica) con comportamientos advectivos del penacho similares.

Entre 1995 y 2000 se ha realizado sistemáticamente una clasificación de los días de campaña efectuados con la unidad móvil, atendiendo al comportamiento dinámico del penacho. A partir de los registros del penacho efectuados durante estos años, se ha realizado la clasificación sinóptica aquí presentada, tras considerar las siguientes características generales.

4.2.1 Características climatico-dispersivas

A partir del análisis de los registros efectuados con el COSPEC y considerando las condiciones meteorológicas con las que se efectuaron las campañas (como, la evolución del campo de vientos en superficie, de la temperatura, de la radiación total, y el análisis sinóptico en superficie y a 850 hPa y 500 hPa), se han identificado las siguientes características generales para las condiciones climatico-dispersivas típicas de invierno y de verano en la zona de estudio.

a) Condiciones estivales:

- Predominancia de las circulaciones locales frente a las sinópticas (generales), debilitándose estas últimas aún más con la aparición de la B.T.I. (Baja Térmica Ibérica).
- Comportamiento aparentemente errático del penacho en escalas de tiempo inferiores al día (el penacho queda atrapado por las circulaciones locales) con importantes cambios (giros) de la dirección de transporte y desestructuración del penacho durante los periodos transitorios (de transición entre regímenes de transporte).
- Comportamiento periódico del penacho en escalas de tiempo superiores al día, con un marcado ciclo día-noche.
- Fumigaciones principalmente de origen térmico (intermitentes, intensas y a poca distancia de la chimenea).

b) Condiciones invernales:

- Predominancia de las circulaciones sinópticas frente a las locales (éstas, si se desarrollan, son débiles y con escaso desarrollo espacial).
- Comportamiento regular del penacho en escalas de tiempo inferiores al día (aumenta la frecuencia de situaciones advectivas) regido por las condiciones sinópticas.
- Comportamiento no periódico del penacho en escalas de tiempo superiores al día (ya que viene marcado por la evolución de la situación sinóptica).
- Fumigaciones principalmente de origen mecánico (prolongadas en el tiempo y a sotavento de las irregularidades orográficas).

A la vista de estas características, no es viable realizar una clasificación sinóptica atendiendo a la configuración isobárica a escala sinóptica para el periodo estival. El motivo radica en el hecho de que la formación crónica de la BTI (bajas presiones relativas en el interior peninsular), caracterizada por bajos gradientes béricos a escalas sinópticas y por el acoplamiento de diferentes circulaciones térmicas alineadas según los accidentes topográficos (con periodicidad diurna) [Millán, M. et al.; 1992], fuerza una diversidad de comportamientos y matices dinámicos en la advección del penacho imposible de clasificar a partir de la información meteorológica disponible a escala sinóptica [Millán, M.; 2002].

Por el contrario, el predominio de las condiciones sinópticas en la dinámica de las masas de aire durante el periodo invernal,

hacen posible clasificar isobáricamente los diferentes comportamientos advectivos del penacho.

De este modo, para realizar la clasificación sinóptica que se presenta en este apartado se consideraron únicamente aquellas campañas que se llevaron a cabo entre los meses de noviembre y marzo (meses con preponderancia de condiciones invernales).

La tabla 4.2 resume, por años, el número de días (entre noviembre y marzo) en los que se llevaron a cabo campañas de medidas:

Tabla 4.2.

Número de días, por años, en los que se llevaron a cabo campañas de medidas entre los meses de Noviembre y Marzo (meses con preponderancia de regímenes de viento con marcada componente sinóptica).

Año	1995	1996	1997	1998	1999	2000	TOTAL
Días (de Nov. a Marz.)	35	20	15	16	18	8	112

4.2.2 Clasificación sinóptica

El total de días de campaña efectuados entre enero de 1995 y marzo de 2000, durante los meses de noviembre, diciembre, enero, febrero y marzo, es de 112 días.

Como ya se ha indicado reiteradamente, el objeto de esta clasificación es agrupar por grupos de distribuciones isobáricas a escala sinóptica, días de campaña durante los cuales se registró un comportamiento advectivo similar³ del penacho en altura.

Normalmente se dispone de mapas sinópticos (de análisis) cada seis horas. Esto limita la propia elaboración de la clasificación.

Con todo, y dado que una de las características típicas de la zona de estudio durante el periodo invernal es el comportamiento advectivo regular en escalas de tiempo inferiores al día, a la hora de realizar esta clasificación sinóptica se seleccionaron exclusivamente aquellos días de campaña en los que el penacho presentó un comportamiento similar³ durante todo el día (94 días, el 83.9% del total de días de campaña, tabla 4.3). Así, se consideran aquellos días en los que el penacho muestra una dirección de transporte constante contenida dentro de un mismo cuadrante meteorológico (en escalas de tiempo inferiores al día).

³ Dirigiéndose hacia un mismo cuadrante meteorológico durante toda la jornada.

	CATEGORÍA 100	CATEGORÍA 200	CATEGORÍA 300	CATEGORÍA 400	TOTAL
	1 ^{er} CUADRANTE	2 ^o CUADRANTE	3 ^{er} CUADRANTE	4 ^o CUADRANTE	
Número de días	17	64	0	13	94
Porcentaje	15.2	57.1	0	11.6	83.9

Tabla 4.3

Número de días de campaña, y distribución porcentual por cuadrantes, en los que la dirección de transporte del penacho se mantuvo constante (dentro de cada cuadrante) durante todo el periodo de medidas.

En primer lugar, se consideran los cuatro cuadrantes espaciales empleados tradicionalmente en climatología para describir la procedencia del viento. Agrupados los días de campaña según el transporte registrado del penacho entre en uno u otro cuadrante, se procede a describir, a escala sinóptica, el mapa isobárico correspondiente a cada día de campaña.

La distribución porcentual por cuadrantes (respecto al total, 112 días), de los días de campaña en los que la dirección de transporte del penacho se mantuvo constante durante todo el periodo de medidas, está contemplada en la tabla 4.3. Según las tablas 4.2 y 4.3, únicamente hay 18 días de campaña durante los cuales no se registraron condiciones estacionarias de transporte (el 16.1 % de las campañas); aunque, de entre ellos, sí que se han identificado 11 días (9.8%) en los que, por efecto de meandro del penacho, se registró el penacho oscilando durante todo el día entre el primer y segundo cuadrante. Es decir, únicamente en siete días de campaña, entre los meses de noviembre a marzo, de un periodo de seis años, se registraron cambios importantes en la dirección de transporte.

Tabla 4.4

Resumen de la clasificación sinóptica del transporte en altura. Los porcentajes indican las frecuencias de ocurrencia durante el periodo invernal 1995 – 2000.

CATEGORÍA (frecuencia), nº días	CLASE (frecuencia), nº días	SUBCLASE (frecuencia), nº días
100 (15.2 %); 17 días	110 (5.4 %); 6	
	120 (2.7 %); 3	
	130 (6.3 %); 7	
200 (57.1 %); 64 días	210 (12.5 %); 14	211 (8.9 %); 10
		212 (3.6 %); 4
	220 (4.5 %); 5	221 (1.8 %); 12
		222 (2.7 %); 13
	230 (17.9 %); 20	231 (10.7 %); 12
		332 (7.1 %); 8
	240 (17.0 %); 19	
250 (3.6 %); 4		
300 (0.0 %); 0 días		
400 (11.6 %); 13 días	410 (4.5 %); 5	
	420 (3.6 %); 4	
	430 (3.6 %); 4	

A partir del comportamiento advectivo del penacho (clasificado por direcciones de transporte según cuadrantes), se agruparon por categorías los días en los que se midió con la unidad móvil; correspondiéndose la categoría 100 con el primer cuadrante, la 200 con el segundo, y así sucesivamente (tabla 4.3).

Para cada cuadrante (categoría), atendiendo a las características sinópticas de los mapas isobáricos de superficie, de 850 hPa y de 500 hPa; se procedió a clasificar las situaciones sinópticas en las que hubo campañas experimentales (tabla 4.4). De esta manera, para cada categoría, se agruparon las campañas según las "clases" que a continuación se detallan (los porcentajes indican la distribución porcentual respecto al total de días de campaña efectuados entre 1995 y 2000).

A continuación se detalla la clasificación sinóptica a la que se hace referencia, especificando las características sinópticas más relevantes de cada una de las categorías, clases y subclases a las que se refiere la tabla 4.4.

a) Transporte sostenido del penacho hacia el primer cuadrante
CATEGORÍA 100 (17 DÍAS; 15.2%)

Esta primera categoría se corresponde con situaciones en las que el penacho fue transportado, de manera sostenida, según la dirección determinada por el primer cuadrante (entre el Norte y el Este). Las características sinópticas fundamentales de esta categoría son:

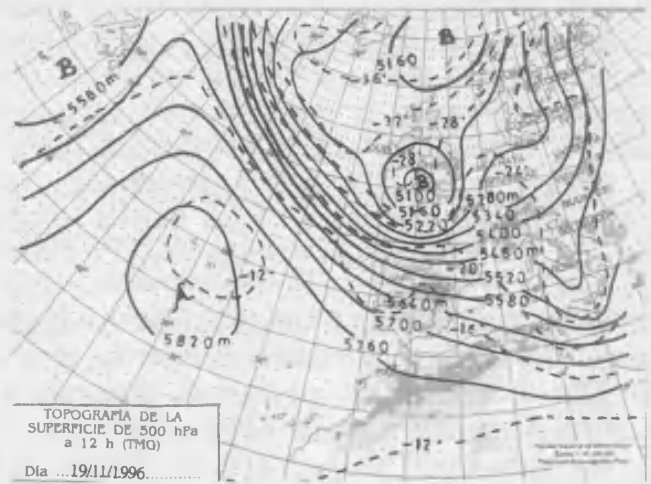
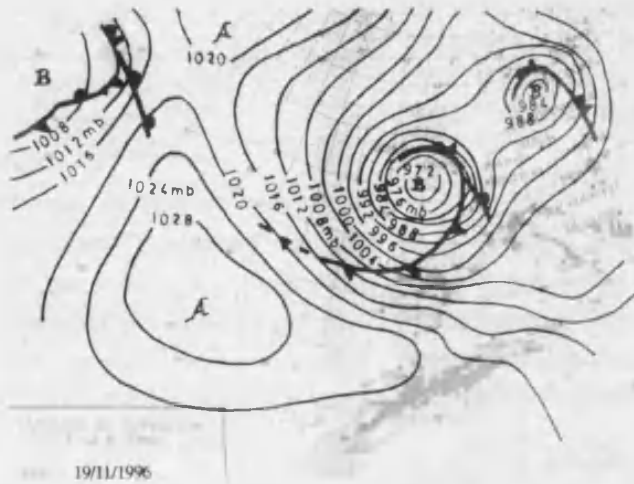
- 1/ *Borrasca polar* (ondulatoria) al Norte de la Península.
- 2/ En altura:
 - Anticiclón en el Norte de África.
 - *Vaguada* con eje N-S ó NE-SW sobre la Península.

Dieciséis de los diecisiete días agrupados como categoría 100, se pudieron clasificar en las tres clases siguientes (únicamente un día no se pudo clasificar):

* **Clase 110:** (6 días; 5.4%).

Las características sinópticas fundamentales de esta clase son:

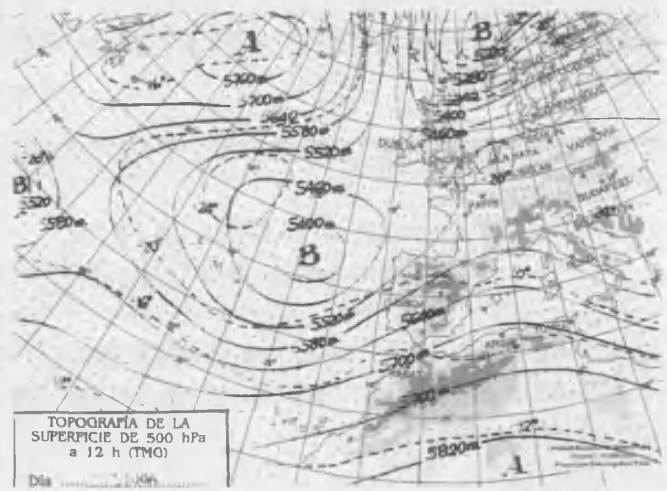
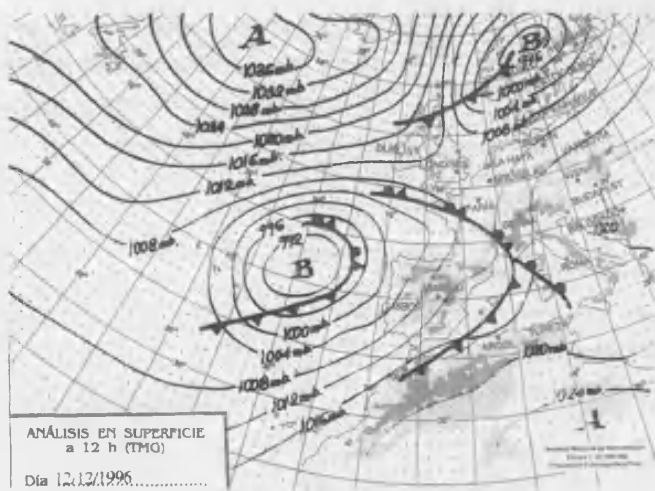
- 1/ Profunda borrasca al Norte de la Península Ibérica y potente anticiclón sobre las Azores.
- 2/ Intenso *gradiente bórico* y de *isohipsas*.
- 3/ Tránsito de un frente frío.
- 4/ En altura, *vaguada* con eje N-S ó NE-SW que fuerza vientos del SW.



*** Clase 120: (3 días; 2.7%).**

Las características sinópticas fundamentales de esta clase son:

- 1/ Borrasca atlántica (ondulatoria) que induce un flujo general del SW.
- 2/ Anticiclón al Norte de África que refuerza la circulación sinóptica sobre la Península.

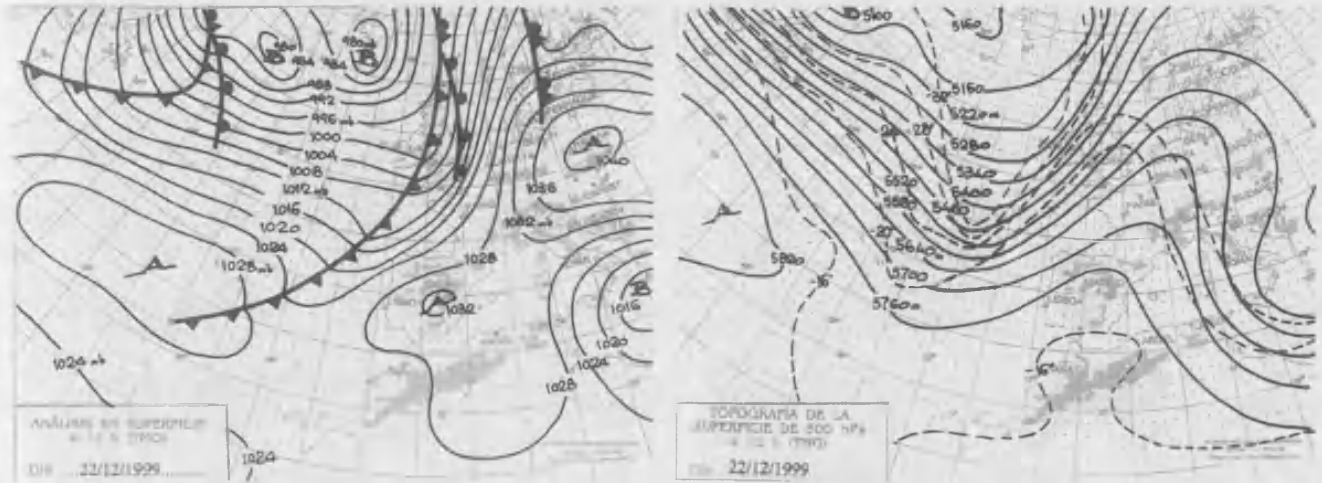


*** Clase 130: (7 días; 6.3%).**

Las características sinópticas fundamentales de esta clase son:

- 1/ Altas presiones sobre el Mediterráneo Occidental y circulación ciclónica con *vórtice* en el Atlántico Norte.
- 2/ En altura, una *cuña anticiclónica* sobre la Península Ibérica y el mediterráneo occidental (con eje según dirección SW-NE)

estabiliza la atmósfera y desplaza la circulación ciclónica hacia el Norte (generando un flujo sinóptico del SW).



b) Transporte sostenido del penacho hacia el segundo cuadrante
CATEGORÍA 200 (64 DÍAS; 57.1%)

Esta segunda categoría se corresponde con situaciones en las que el penacho fue transportado, de manera sostenida, según la dirección determinada por el segundo cuadrante (entre el Este y el Sur).

Para el transporte hacia el segundo cuadrante hay cinco configuraciones sinópticas esencialmente diferentes. Al igual que en la categoría 100, de todas las campañas agrupadas como categoría 200, hay dos que no pudieron ser clasificadas.

* **Clase 210:** (14 días; 12.5%).

Las características sinópticas fundamentales de esta clase son:

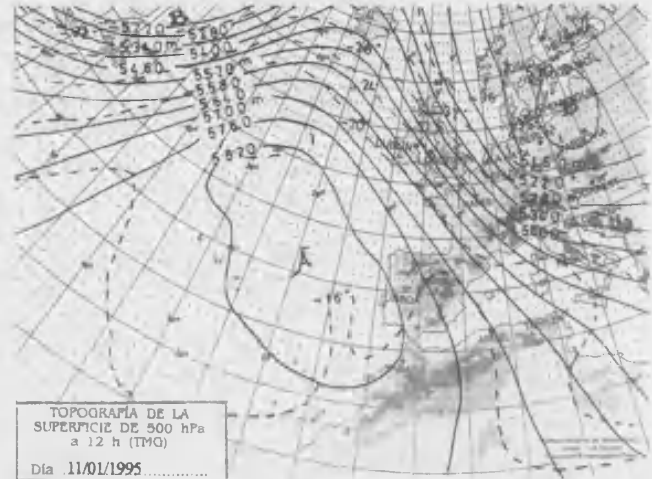
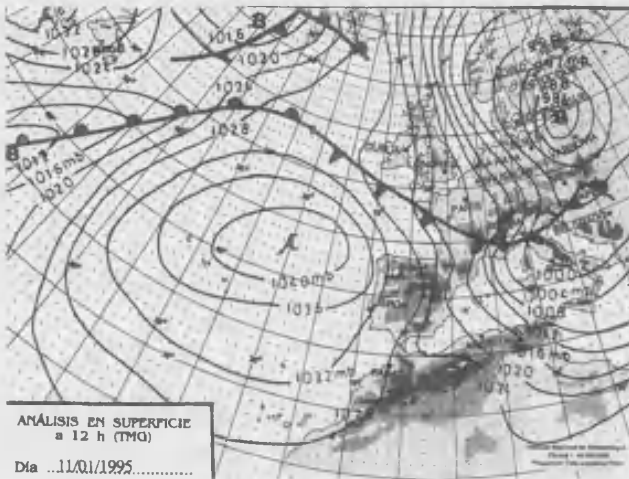
- 1/ Borrasca que se descuelga desde el Norte.
- 2/ Un anticiclón Atlántico al Oeste de la Península fuerza el flujo sinóptico del NW.
- 3/ Tránsito de un frente frío.

Esta clase, a su vez, se subdivide en dos subclases:

Subclase 211: (10 días; 8.9%).

Las características sinópticas fundamentales de esta subclase son:

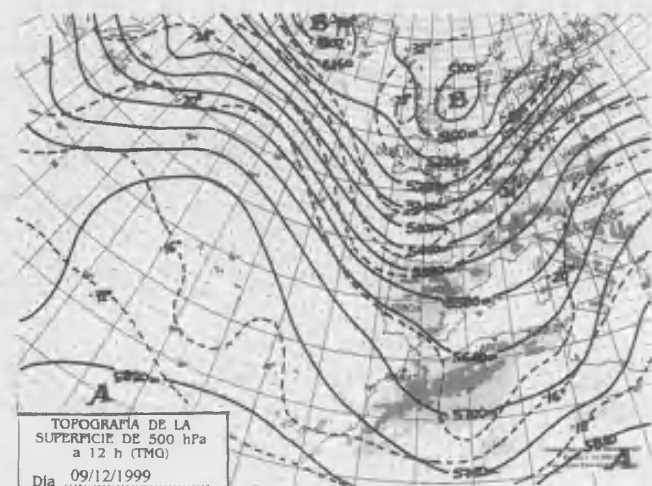
- 1/ Sistema depresionario sobre Europa y Mediterráneo occidentales.
- 2/ Alto gradiente bórico.
- 3/ En altura, la Península se encuentra en la vertical de la parte posterior de una vaguada que fuerza un flujo sinóptico del NW.



Subclase 212: (4 días; 3.6%).

Las características sinópticas fundamentales de esta subclase son:

- 1/ Las bajas presiones del Atlántico Norte se encuentra constreñida, en su parte más meridional por sendos anticiclones ubicados sobre las Azores y el Norte Africano/mediterráneo occidental.
- 2/ En altura, la Península se encuentra en la vertical de una vaguada que fuerza un flujo sinóptico del NW.



* **Clase 220:** (5 días; 4.5%).

Las características sinópticas fundamentales de esta clase son:

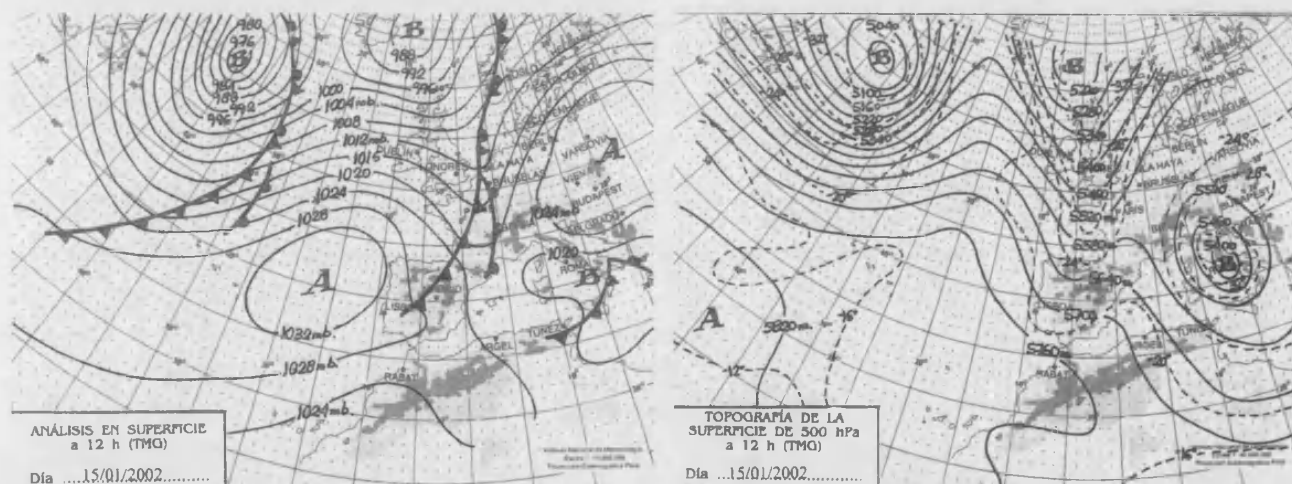
- 1/ Puente anticiclónico, con eje meridional, sobre la Península.
- 2/ En altura, *situación de bloqueo*.

Esta clase, a su vez, se subdivide en dos subclases:

Subclase 221: (2 días; 1.8%).

Las características sinópticas fundamentales de esta subclase son:

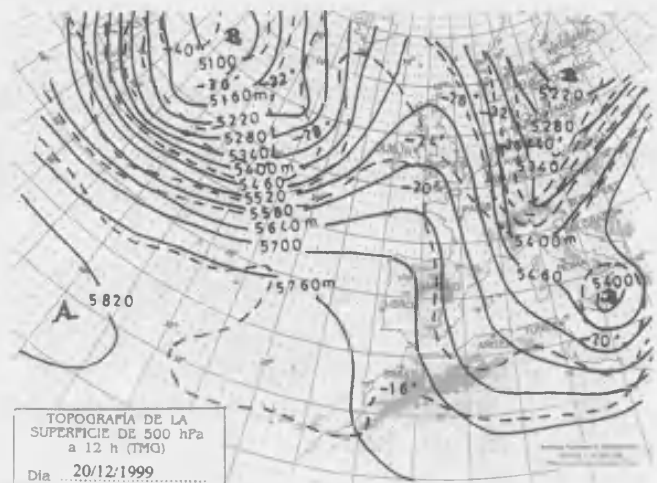
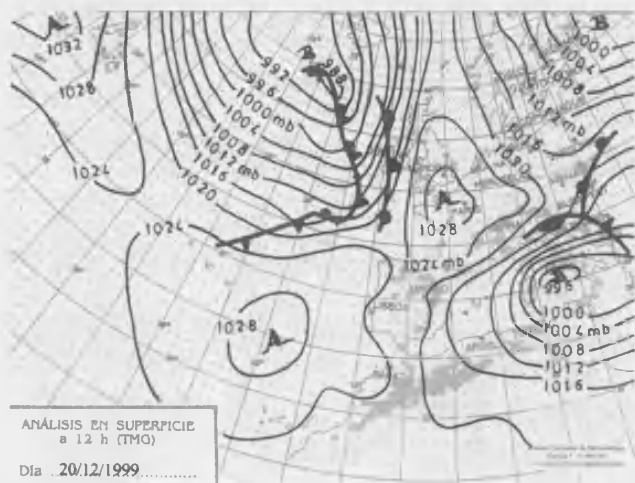
- 1/ Sistema depresionario sobre Europa y Mediterráneo occidentales.
- 2/ Alto gradiente bórico.
- 3/ En altura, situación de bloqueo.



Subclase 222: (3 días; 2.7%).

Las características sinópticas fundamentales de esta subclase son:

- 1/ Borrasca sobre el Mediterráneo central y en el Atlántico (al NW de la Península).
- 2/ Anticiclón sobre las Islas Británicas.
- 3/ Puente anticiclónico, según eje N-S; sobre la Península.
- 4/ En altura, dorsal sobre la península; situación de *bloqueo en Ω* .



*** Clase 230:** (20 días; 17.9%).

Las características sinópticas fundamentales de esta clase son:

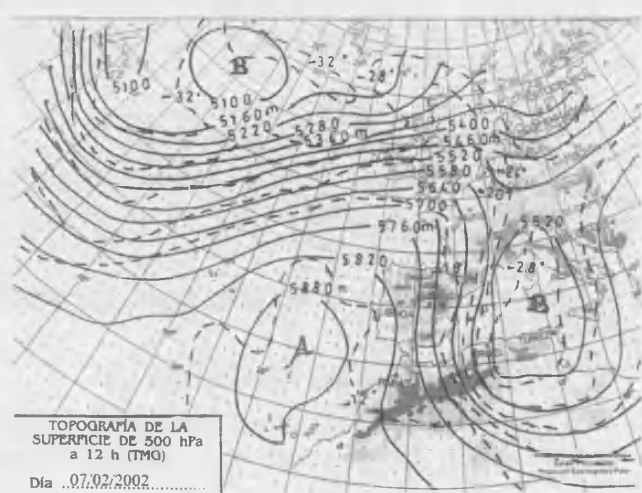
- 1/ Bajas presiones sobre el mediterráneo occidental y altas presiones en la Península.
- 2/ Índice de circulación bajo.

Esta clase, a su vez, se subdivide en dos subclases:

Subclase 231: (12 días; 10.7%).

La característica sinóptica fundamental de esta subclase son:

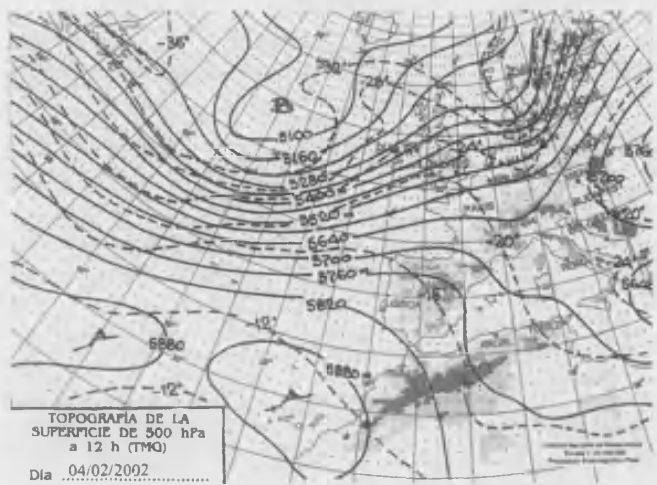
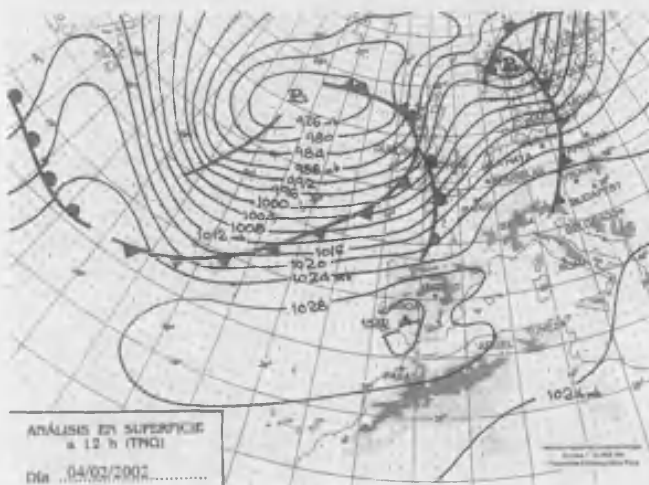
- 1/ Península Ibérica entre un anticiclón Atlántico y una borrasca fría que domina el Mediterráneo occidental y Europa central.



Subclase 232: (8 días; 7.1%).

La característica sinóptica fundamental de esta subclase son:

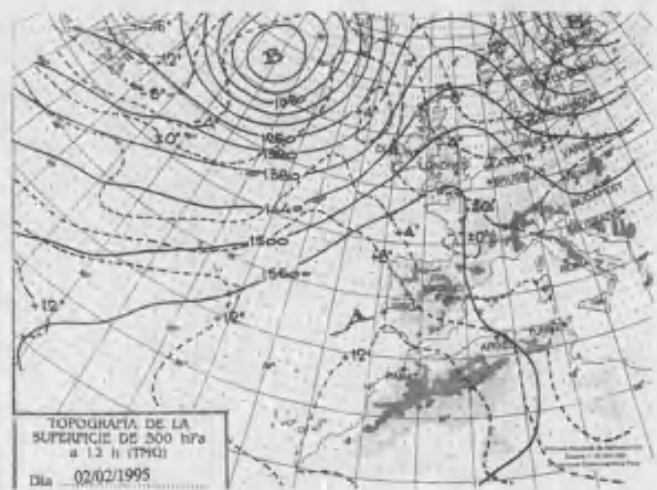
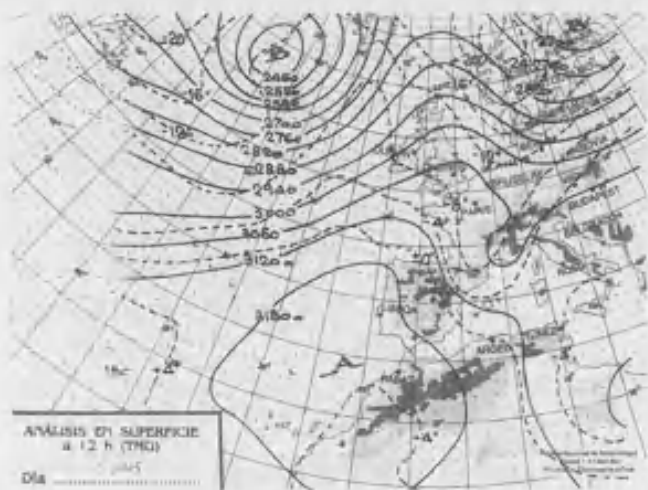
- 1/ Anticiclón sobre Europa central.
- 2/ Embolsamiento de aire frío en las costas de Túnez.



* **Clase 240:** (19 días; 17.0%).

Las características sinópticas fundamentales de esta clase son:

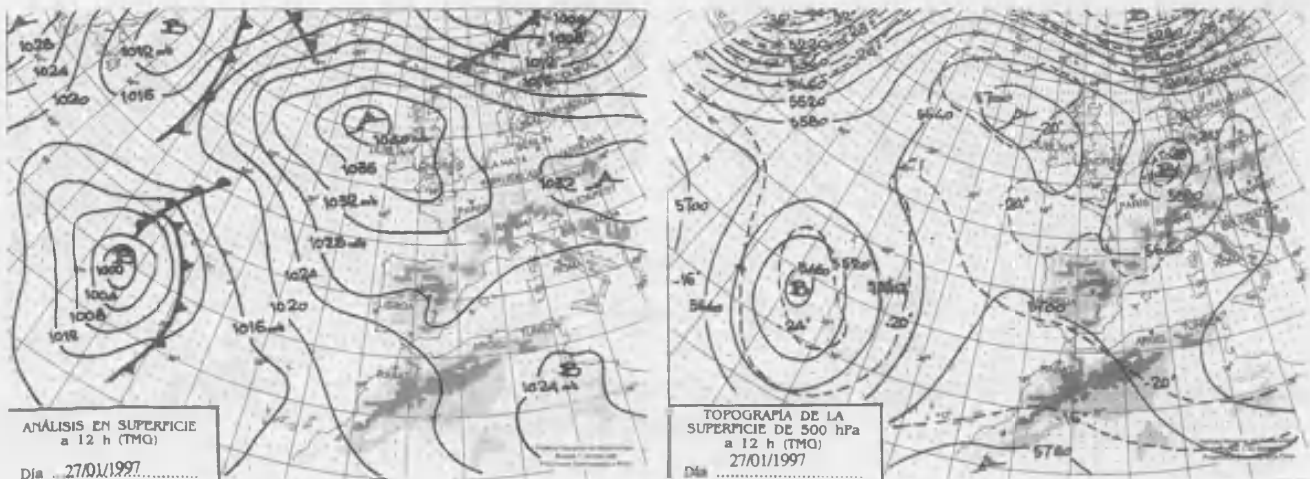
- 1/ Anticiclón Atlántico frente a las costas portuguesas favorece la circulación zonal del flujo asociado a las borrascas polares del Norte (sobre todo en altura).
- 2/ Borrasca sobre el mediterráneo central.
- 3/ En altura, índice de circulación alto.



* **Clase 250:** (4 días; 3.6%).

Las características sinópticas fundamentales de esta clase son:

- 1/ Anticiclón dominando toda Europa Occidental.
- 2/ Borrasca sobre el mediterráneo central.
- 3/ Pantano barométrico.



c) Transporte sostenido del penacho hacia el cuarto cuadrante
CATEGORÍA 400 (13 DÍAS; 11.6%)

Esta tercera categoría se corresponde con situaciones en las que el penacho fue transportado, de manera sostenida, según la dirección determinada por el cuarto cuadrante (entre el Oeste y el Norte).

Para el transporte hacia el cuarto cuadrante hay tres configuraciones sinópticas esencialmente diferentes. Las características sinópticas fundamentales de esta categoría son:

- 1/ Configuración isobárica en forma de *collado* sobre la Península.
- 2/ Índice de circulación bajo.

A diferencia de las categorías 100 y 200, todas las campañas agrupadas como categoría 400, han podido ser clasificadas:

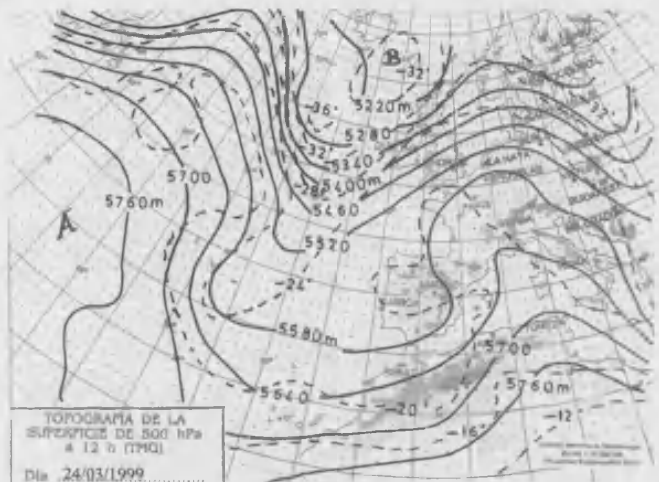
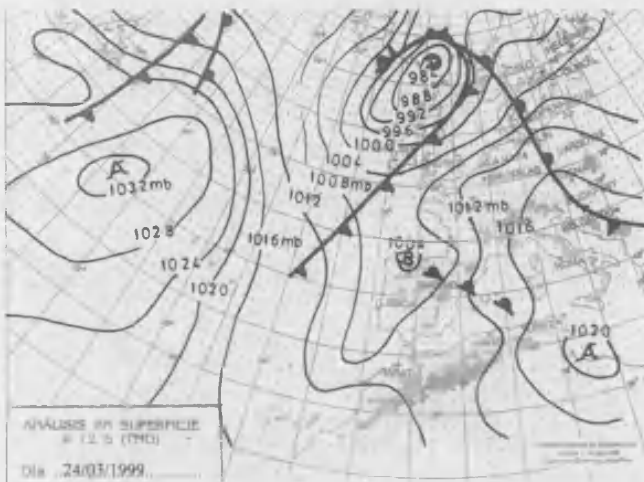
* **Clase 410:** (5 días; 4.5%).

Las características sinópticas fundamentales de esta clase son:

1/ Desfiladero de bajas presiones según eje N-S (superficial y 850 hPa).

2/ El eje sobre la Península, flanqueado por sendos sistemas anticiclónicos.

3/ Índice de circulación bajo.



* **Clase 420:** (4 días; 3.6%).

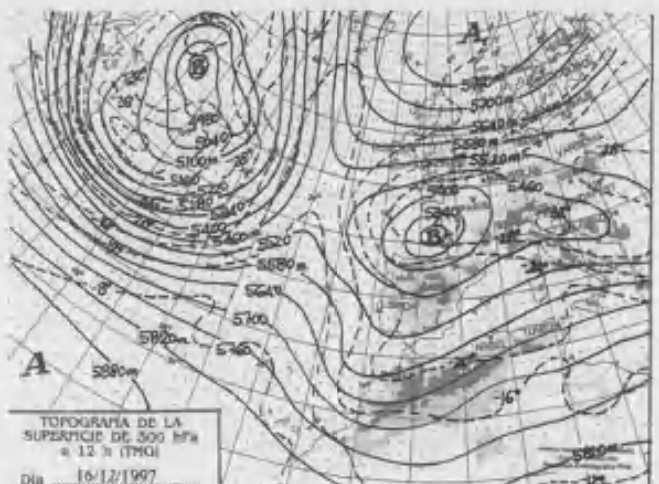
Las características sinópticas fundamentales de esta clase son:

1/ Desfiladero de bajas presiones según eje NW-SE (superficie y 850 hPa).

2/ Eje sobre la península, empujado por un anticiclón en el Norte de Europa.

3/ Índice de circulación bajo.

4/ *Difluencia* a 500 hPa en la vertical Peninsular, asociada a situación de bloqueo sobre Europa Central y Norte.



anteriormente y la dispersión horizontal del penacho de la Central Térmica de Andorra, medida experimentalmente.

Esta comparación se ha realizado para los días de campaña clasificados como de clase 200. Es decir, son aquellas situaciones en las que la frecuencia de condiciones neutras y estables es mayor (capítulo 3 y anexo B). Únicamente se ha realizado esta comparación para esta clase, porque fundamentalmente se corresponde con las situaciones meteorológicas de advección invernal del noroeste (que son en las que es más fiable la obtención de los valores de las dispersiones horizontales del penacho [Palau, J.L.; 2001]).

De entre todos los días de campaña clasificados según esta clase 200, sólo se han considerado aquellos que pasan las restricciones del cálculo pseudo-lagrangiano de la dispersión del penacho [Palau, J.L.; 2001]; que, por otro lado, es la mayoría (tal y cómo cabía esperar tras ver las rosas de viento por clases de estabilidad estabildades, anexo B).

Parece existir una agrupación de las clases 240 y 250 respecto al resto (20.6% del total de campañas efectuadas, tabla 4.4 y gráfico 4.3). Estas dos subclases tienen dos características comunes entre sí y diferentes al resto: sobre la península y mediterráneo occidental dominan las altas presiones (estando reforzada la situación de estabilidad en las capas altas de la atmósfera; y por tanto, días con cielos despejados) y la situación es de pantano barométrico.

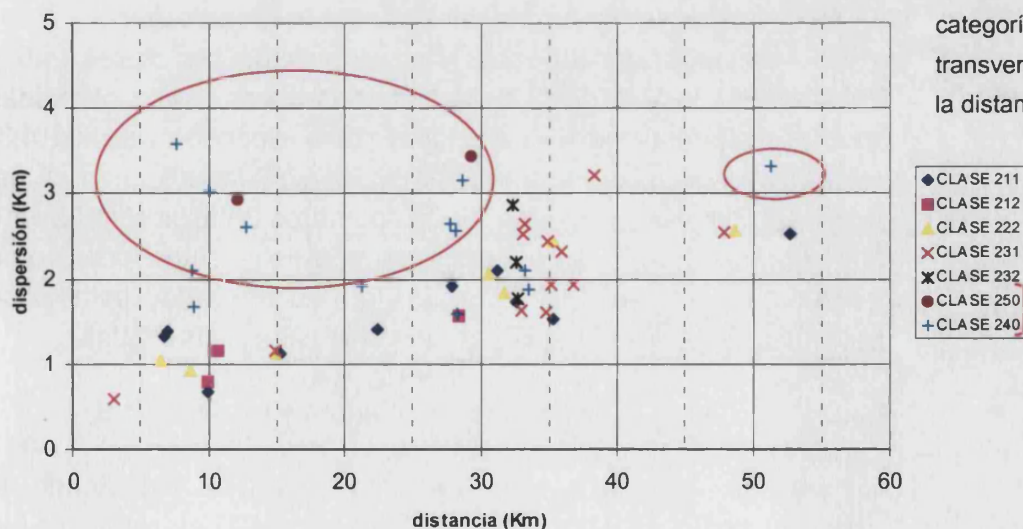


Gráfico 4.3

Representación, según las diferentes clases dentro de la categoría 200, de la dispersión transversal del penacho frente a la distancia a la chimenea.

Esta es la única característica diferencial que aparece al comparar las dispersiones experimentales con la clasificación sinóptica presentada (gráfico 4.3), para situaciones invernales de advección del Noroeste (que, como ya se ha reiterado, es el escenario de transporte elegido y el que mejor se ajusta a las suposiciones implícitas en el cálculo de la dispersión pseudo-lagrangiana de un penacho).

A la vista de los resultados obtenidos a partir de la información de la dispersión del penacho en altura y del agrupamiento de los días de campaña según la clasificación sinóptica presentada en el epígrafe 4.2, se puede afirmar que esta descripción sinóptica del campo de presiones es una herramienta limitada para la estimación cuantitativa de las condiciones dispersivas del penacho de la central térmica de Andorra.

Respecto a la información dispersiva obtenida directamente del penacho en altura, todas las diferentes configuraciones sinópticas presentan dispersiones similares, excepto para los escenarios dispersivos caracterizados por un bajo gradiente isobárico a escala sinóptica y por una elevada insolación solar, en los que las dispersiones experimentales para cada distancia de la chimenea son significativamente mayores. Esta última situación (asociada a las clases 240 y 250) se corresponde con los escenarios más similares a las condiciones estivales típicas (en superficie, con el Anticiclón de las Azores dominando toda la Península Ibérica y extendiéndose hacia toda Europa Occidental; y en altura, reforzándose las condiciones de estabilidad anticiclónica) en las que la turbulencia térmica prevalece sobre la mecánica.

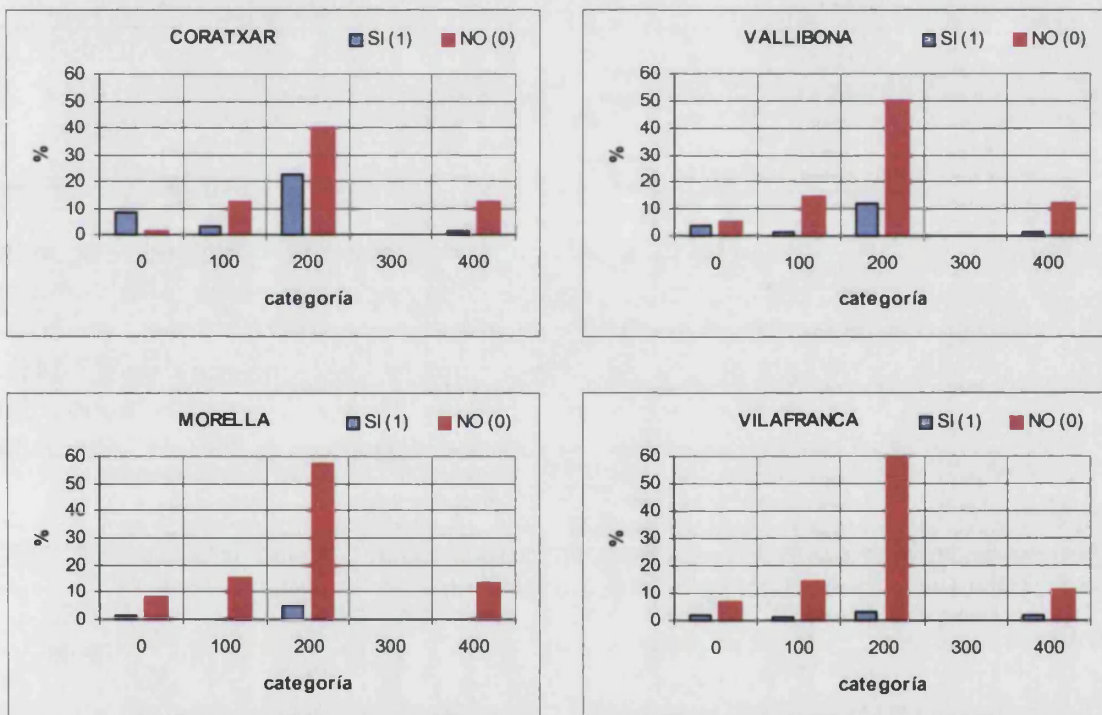
Por otro lado, a distancias fijas y obviando las clases 240 y 250, la desviación de las dispersiones obtenidas experimentalmente para una misma clase sinóptica (gráfico 4.3) ronda el medio kilómetro (es decir, existen incertidumbres del orden del 35% como máximo, en los primeros 35 kilómetros desde la chimenea). No obstante, este resultado debe entenderse como preliminar pues, para que tenga una representatividad estadística mayor, ha de ser validado con más medidas experimentales.

4.3.2 Atendiendo a la información en altura y en superficie

A partir de la clasificación sinóptica realizada atendiendo al comportamiento del penacho en altura; se ha analizado la correlación existente entre dicha clasificación y el patrón de concentraciones registrado en superficie, entre 50 y 60 kilómetros

al Sureste de la central térmica. Se han contabilizado los días en los que se registró una concentración igual o superior a $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ como promedio horario (valor umbral⁴) y en los que hubo campaña de medidas con la unidad móvil (gráfico 4.4).

La categoría 0 se corresponde con aquellos días de campaña en los que el comportamiento del penacho en altura no pudo ser catalogado por no registrarse un transporte constante dentro de un cuadrante a lo largo de todo el día de campaña (días en los que el penacho osciló entre dos o más cuadrantes).



En un primer análisis se han correlacionado las concentraciones superiores a $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ con las direcciones de transporte según los cuatro cuadrantes meteorológicos (gráfico 4.4 y tabla 4.5).

A la vista de estos primeros resultados, Coratxar se presenta como la estación más correlacionada con la clasificación sinóptica

Gráfico 4.4

Por categorías (cuadrantes, tabla 4.3), porcentajes de superación del valor umbral en la estación indicada [en el caso SI(1)]; el caso NO(0), es lo contrario. El porcentaje de ocurrencia es respecto al total de días clasificados (94 días).

⁴ Valor umbral de $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (aproximadamente 38 ppb) como promedio horario elegido, tras un análisis efectuado por la Fundación CEAM de las series históricas (1997-2002) de los registros de SO_2 obtenidos con la Red Automática de Vigilancia de la Calidad del Aire en las comarcas del Norte de la Comunidad Valenciana, con el único objeto de asegurar que, por un lado no se consideran valores de concentración provocados por la deriva del cero del instrumento de medida y, por el otro, para asegurar que se trata de un impacto "directo" del penacho de la central térmica de Andorra [CEAM; 2003].

Tabla 4.5

Significación estadística de la correlación entre la clasificación sinóptica por categorías (cuadrantes) y la superación del valor umbral en los cuatro emplazamientos.

de la advección del penacho. Además, se obtiene el resultado (obvio) de que la mayor frecuencia de impactos en todas las estaciones se corresponden con situaciones advectivas catalogadas como 200, dirección de transporte hacia el SE, aunque la frecuencia de impactos en las diferentes cabinas cambia sustancialmente. Únicamente en el emplazamiento de Coratxar se registra una cierta equiprobabilidad de impacto o de no-impacto en el suelo, cuando la advección del penacho está catalogada como 200 (tabla 4.6).

Emplazamiento	Chi-cuadrado	Grados Libertad	p-valor
CORATXAR	17.33	3	0.0006
MORELLA	2.67	3	0.4449
VALLIBONA	6.51	3	0.0893
VILAFRANCA	4.18	3	0.2423

Tabla 4.6

Frecuencia de ocurrencia (porcentaje referido al total de días de clase 200; 64 días) de impactos superiores, e inferiores, al valor umbral, en cada uno de los cuatro emplazamientos y para todas las subclases de la clase 200.

En Coratxar, para un transporte del penacho definido según la clase 200, se han registrado impactos superiores al umbral establecido en un 31.4% de las ocasiones (tabla 4.6, en color azul). Le sigue el emplazamiento de Vallibona, con un 17.14%. Los otros dos emplazamientos registran impactos en menos del 10% de las ocasiones: 7.14% en Morella y 4.29% en Vilafranca ocasiones (tabla 4.6, en color azul).

CLASES SINOPTICAS		0	210	220	230	240	250
CORATXAR	SI	11.43	4.29	2.86	11.43	10.00	2.86
	NO	1.43	14.29	4.29	17.14	17.14	2.86
MORELLA	SI	1.43	1.43	0.00	4.29	0.00	1.43
	NO	11.43	17.14	7.14	24.29	27.14	4.29
VALLIBONA	SI	5.71	1.43	1.43	7.14	4.29	2.86
	NO	7.14	17.14	5.71	21.43	22.86	2.86
VILAFRANCA	SI	2.86	0.00	0.00	2.86	1.43	0.00
	NO	10.00	18.57	7.14	25.71	25.71	5.71

El siguiente análisis estadístico que se presenta en este epígrafe se limita a las clases de las situaciones dispersivas catalogadas como 200 (tablas 4.6 y 4.7, gráfico 4.5).

Al igual que se hizo con las dispersiones horizontales (gráfico 4.3), se han correlacionado las diferentes subclases de la clase 200, con los impactos registrados en los cuatro emplazamientos (tabla 4.7). En este caso se cuenta con 64 observaciones (días de campaña catalogados dentro de esta clase).

Emplazamiento	Chi-cuadrado	Grados Libertad	p-valor
CORATXAR	13.37	8	0.0997
MORELLA	8.15	8	0.4192
VALLIBONA	9.37	8	0.3118
VILAFRANCA	9.65	8	0.2906

Tabla 4.7

Significación estadística de la correlación entre la clasificación sinóptica por subclases de la clase 200 y la superación del valor umbral en los cuatro emplazamientos.

En ninguno de los emplazamientos se ha obtenido una buena significación estadística al correlacionar clases sinópticas e impactos en superficie en los diferentes emplazamientos; no obstante, Coratxar vuelve a ser el que presenta una mayor correlación.

Esta escasa significación estadística puede ser debida fundamentalmente a dos causas:

- A una inadecuada subclasificación de la categoría 200, a pesar de las similitudes de los mapas isobáricos. Esto vendría derivado del hecho de que con una mera clasificación sinóptica como la presentada en este capítulo se obvian (por considerarlos implícitamente efectos de segundo orden) diferentes magnitudes termodinámicas que influyen directamente en la dispersión del penacho (como son las que determinan las condiciones de turbulencia térmica y mecánica, más detalles en el segundo bloque temático de esta memoria).
- A una escasez notable de puntos de medida para poder llevar a cabo un estudio chi-cuadrado estadísticamente representativo con las ocho subclases de la categoría 200 (tabla 4.4).

Para el emplazamiento de Coratxar, desde un punto de vista estadístico, no se observan grandes diferencias probabilísticas para decidir, dada una configuración sinóptica, si el penacho impactará o no en el suelo. Únicamente para el caso 0, situación de transporte del penacho no estacionaria, hay una marcada tendencia al impacto en superficie (11.43% de frecuencia de

impacto frente a un 1.43% de no impacto; tabla 4.6 en color verde).

Para el resto de emplazamientos, no hay evidencia estadística de que alguna de las configuraciones sinópticas catalogadas esté inequívocamente relacionada con registros de concentración en el suelo superiores a $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$. No obstante sí que la hay para las no-superaciones de este valor umbral, como muestran los elevados porcentajes de no-impacto de los emplazamientos de Morella, Vallibona y Vilafranca (tabla 4.6, en color rojo) para las subclases con mayor número de días de medida (subclase 210, con 14 días de medida; subclase 230, con 20 días; y subclase 240 con 19 días).

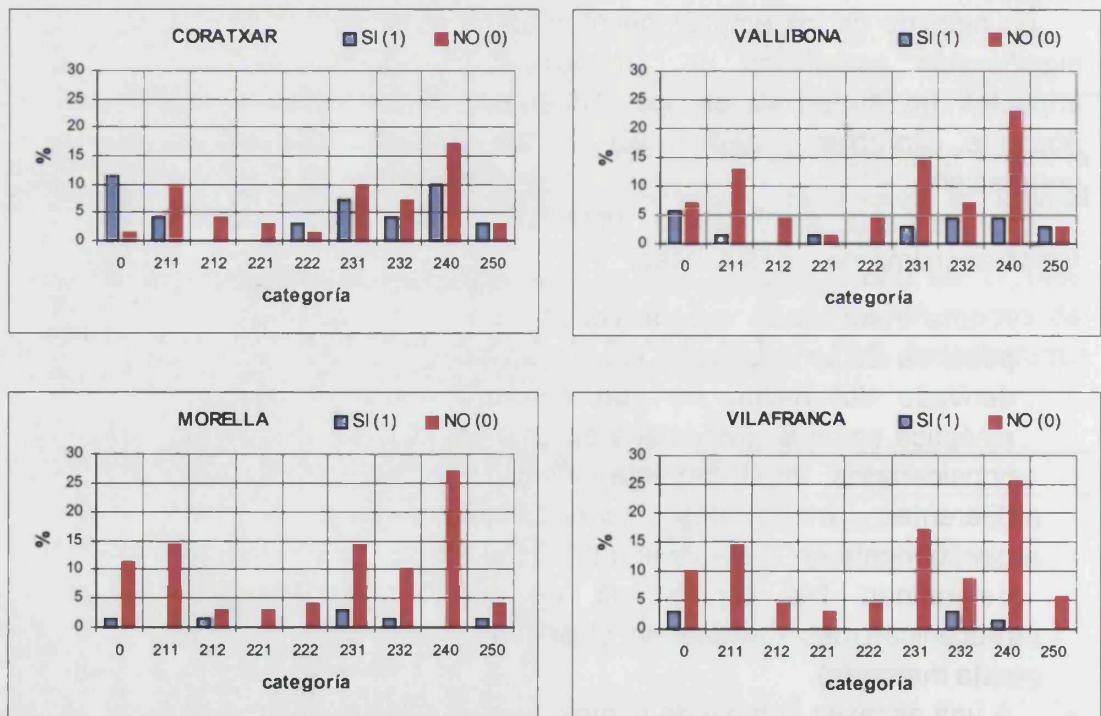


Gráfico 4.5

Por subclases de la categoría 200, porcentajes de superación del valor umbral en la estación indicada [en el caso SI(1)]; el caso NO(0), es lo contrario. El porcentaje de ocurrencia es respecto al total de días clasificados como 200 (64 días); según la tabla 4.6

A la vista de los resultados (tanto de los obtenidos a partir de la información en altura como del análisis efectuado acoplado la información en altura y los registros de concentración en el suelo), se llega a la conclusión de que una descripción sinóptica del campo de presiones es una herramienta limitada a la hora de estimar las condiciones dinámicas del transporte del penacho de la central térmica de Andorra. No obstante sí que se llega a las siguientes cuatro conclusiones:

- Las clases 240 y 250 están asociadas a valores de la dispersión del penacho (en altura) mayores que los registrados bajo configuraciones sinópticas asociadas al resto de clases de la categoría 200. Estas dos clases representan el 20.6% de las campañas de medidas efectuadas entre los meses de noviembre y marzo, de los años comprendidos entre 1995 y 2000 (ambos inclusive).
- Existe una correlación entre los patrones sinópticos registrados durante los días en los que se realizaron campañas de medida del penacho (catalogados, siguiendo esos mismos patrones, según la clase 200) y el registro de elevados niveles de concentración de SO_2 en el emplazamiento de Coratxar.
- En Coratxar, no se encuentran diferencias estadísticamente significativas entre las diferentes sub-clasificaciones sinópticas y los registros de concentración en superficie. Esta falta de correlación se hace más notable en el resto de emplazamientos; en los que el bajo número de días en los que sí hubo superación del valor umbral, hacen poco representativo en test de correlación chi-cuadrado.
- Las clases 240 y 250, asociadas a valores de la dispersión mayores que en el resto de clases sinópticas asociadas a situaciones advectivas del NW (gráfico 4.3), no presentan una frecuencia de impactos en el suelo superiores al valor umbral que difiera sustancialmente de los registrados en el resto de clases (tabla 4.6 y gráfico 4.5). Por el contrario, salvo en el emplazamiento de Coratxar, la no superación del valor umbral es lo más característico de la clase 240.

4.4 Resumen del bloque primero: Características más relevantes del campo de vientos

A lo largo de este primer bloque temático, se ha analizado el campo de vientos en el área de estudio a partir de los datos históricos de cinco estaciones instrumentadas con torres de 10 metros de altura; de una torre meteorológica de 60 metros; y del empleo de las direcciones de transporte de un penacho elevado, emitido a 343 metros sobre el suelo por una central térmica (tabla 3.1).

Como síntesis de las características del campo de vientos puestas de manifiesto a lo largo de todo este primer bloque

temático, a continuación se enumeran las características más relevantes del campo de vientos en el área de estudio. Éstas se han agrupado atendiendo a los objetivos planteados en la introducción de este primer bloque temático.

4.4.1 Respecto al análisis estadístico de las series históricas del campo de vientos en superficie

- Se ha comprobado que las circulaciones mesoescalares predominan durante gran parte del año; aunque más marcadamente durante la primavera y el verano (gráfico 3.15); y se ha cuantificado su intensidad y frecuencia de ocurrencia (tablas 3.3, 3.7, 3.10, 3.13, 3.16 y 3.17).
- Los vientos más intensos están asociados al segundo y tercer cuadrante durante los meses de invierno en las estaciones del interior. En verano los flujos atmosféricos, forzados por el desarrollo de sistemas mesoescalares, son más homogéneos respecto de la distribución espacial de velocidades; equiparándose las intensidades del viento procedente de los cuadrantes primero y segundo con los del tercero y cuarto (gráficos 3.7, 3.10, 3.13 y 3.15; y tablas 3.8, 3.11, 3.14 y 3.16).
- Se ha constatado una marcada bipolaridad en las rosas de viento de, fundamentalmente, los emplazamientos de Almassora, Morella y Villors; predominando los vientos del tercer y cuarto cuadrantes durante los meses invernales, y del primero y el segundo cuadrantes durante los estivales (gráficos 3.1, 3.6, 3.15; y tablas 3.2, 3.7, 3.16 y 3.17). En el caso particular de Morella, entre el invierno y el verano se ha registrado una reducción del 20% de los vientos del cuarto cuadrante en favor de los del segundo (tabla 3.7).
- En el desierto de Calanda, altiplanicie en la que se encuentra enclavada la central térmica, las circulaciones troposféricas muestran un comportamiento diferencial muy marcado entre el invierno y el verano. Mientras que durante el invierno se ven reflejadas con mayor frecuencia de ocurrencia las circulaciones sinópticas canalizadas según el valle del Ebro (eje NW-SE); durante el verano son determinantes las montañas de la sierra de Gúdar en el desarrollo de circulaciones de viento con periodicidad diaria (como muestran los gráficos 3.9, 3.12 y 3.15; y las direcciones predominantes según las clases de estabilidad de Pasquill, anexo B). Entre el invierno y el verano se ha registrado en la

estación de Monagrega una reducción entorno al 15% de los vientos procedentes del tercer y cuarto cuadrante (tabla 3.10)

- La penetración de la brisa diurna, englobando con frecuencia a Els Ports de Beseit, rige el comportamiento dinámico de las masas de aire en los emplazamientos de Morella y del valle del interior que queda a sotavento (hacia el Suroeste) de esta sierra (emplazamiento de Villores) (gráficos 3.6, 3.15 y tablas 3.16 y 3.17), y determina las condiciones de ventilación de las masas aéreas (ver punto 4.4.3).

4.4.2 Respecto a la aplicabilidad temporal de los esquemas tradicionales de clasificación de la estabilidad atmosférica

- Analizando la distribución porcentual de la velocidad del viento, se ha puesto en evidencia la limitación en la aplicabilidad de este esquema de clasificación de la estabilidad atmosférica, al menos, para fuentes puntuales elevadas (como es el caso de la Central Térmica de Andorra).
- En emplazamientos ubicados en zonas elevadas sobre el nivel del mar, como es el caso de Morella, el 62% del tiempo en verano y únicamente el 50% del tiempo en invierno, los registros meteorológicos se adecuan al esquema de clasificación de Pasquill-Turner.
- En emplazamientos no tan montañosos como Morella pero del interior, como es el caso de Monagrega, el 15% del tiempo (en invierno) la velocidad del viento es superior a 6 m/s, no siendo aplicable este esquema de clasificación.

4.4.3 Respecto al análisis de la capacidad de ventilación, recirculación y condiciones de estancamiento de las masas de aire

- En invierno, la situación típica en Morella y en el interior (Monagrega y torre de 60 metros) es de advección (ventilación elevada) del NW en el primer emplazamiento y del WNW en los segundos. En el emplazamiento costero (Grau), la ventilación es escasa y la recirculación máxima (tabla 3.16).
- Durante el verano, respecto a la situación invernal, hay un giro de 180° en la dirección de transporte neto; salvo para los emplazamientos del interior (Monagrega y torre de 60 metros) en los que se aprecia un incremento del 12% en el transporte neto hacia el cuarto cuadrante (tabla 3.17).

- En Grau y en Morella, el factor de recirculación es similar en invierno y en verano (tabla 3.16).
- En verano y en el interior, Monagrega y torre de 60 m., los coeficientes de recirculación son del orden de los de la costa en invierno (tabla 3.16).

4.4.4 Respecto al análisis estadístico de las direcciones predominantes del campo de vientos en altura (direcciones preferentes de transporte del penacho en altura)

- El comportamiento del penacho, desde el punto de vista de su transporte estadístico, pone de manifiesto que las capas altas de la capa límite planetaria (por donde suele ser advechado el penacho de la central térmica, a unos 600-1000 metros sobre el nivel del suelo) también quedan incluidas en las circulaciones mesoescalares de origen térmico (gráficos 4.1 y 4.2).
- Respecto a las rosas de transporte del penacho, la dirección predominante del transporte es hacia el segundo cuadrante (vientos de procedencia NW) en invierno y otoño. En primavera comienza a ser significativo el transporte hacia el cuarto cuadrante, pasando a ser una distribución claramente bipolar (eje NW-SE) durante la estación estival (gráficos 4.1 y 4.2).
- En invierno, entre 1997 y 2001, el 87% de los registros efectuados de la dirección preferente de transporte se encontraron entre el primer y el segundo cuadrantes (tabla 4.1).
- En verano, entre 1997 y 2001, el penacho se registró el 33% de las veces dirigido hacia el segundo cuadrante y el 35% hacia el cuarto (tabla 4.1).
- Se observa una mayor cizalla del campo de vientos, en el entorno de la central térmica, durante la primavera y el verano que a lo largo del otoño y del invierno. Este hecho resulta evidente tras la comparativa de la rosa de transporte del penacho, y las de la Torre de 60 metros y Monagrega (gráficos 4.1, 4.2 y tabla 4.1).

4.4.5 Respecto de la evaluación de la viabilidad de caracterizar la capacidad dispersiva de la atmósfera a partir del uso exclusivo de información sinóptica

- Las clases 240 y 250 están asociadas a valores de la dispersión del penacho (en altura) mayores que los registrados bajo configuraciones sinópticas asociadas al resto de clases de la categoría 200. Estas dos clases representan el 20.6% de las campañas de medidas efectuadas entre los meses de noviembre y marzo, de los años comprendidos entre 1995 y 2000 (ambos inclusive).
- Existe una correlación entre los patrones sinópticos registrados durante los días en los que se realizaron campañas de medida del penacho (catalogados, siguiendo esos mismos patrones, según la clase 200) y el registro de elevados niveles de concentración de SO₂ en el emplazamiento de Coratxar.
- En Coratxar, no se encuentran diferencias estadísticamente significativas entre las diferentes sub-clasificaciones sinópticas de la categoría 200 y los registros de concentración en superficie. Esta falta de correlación se hace más notable en el resto de emplazamientos; en los que el bajo número de días en los que sí hubo superación del valor umbral, hacen poco representativo en test de correlación chi-cuadrado.
- Las clases 240 y 250, asociadas a valores de la dispersión mayores que en el resto de clases sinópticas asociadas a situaciones advectivas del NW (gráfico 4.3), no presentan una frecuencia de impactos en el suelo superiores al valor umbral que difiera sustancialmente de los registrados en el resto de clases (tabla 4.6 y gráfico 4.5). Por el contrario, salvo en el emplazamiento de Coratxar, la no superación del valor umbral es lo más característico de la clase 240.
- Pese a las conclusiones anteriores, el papel predominante que las circulaciones mesoescalares tienen en la dinámica de la atmósfera en esta zona, limitan la aplicabilidad de una clasificación sinóptica del comportamiento del penacho, como herramienta eficaz a la hora de establecer relaciones causa-efecto que predigan el comportamiento dispersivo del penacho y por extensión del patrón de impactos en el entorno de la central térmica (gráficos 4.3 y 4.5).

BLOQUE SEGUNDO

**Caracterización
de la dispersión**

*“Para presentar la incógnita en ese tratado de álgebra,
Jayyám utiliza el término árabe shay,
que significa «cosa»;
ésta palabra, escrita xay en las obras científicas españolas,
ha sido reemplazada progresivamente
por su primera letra, «x»,
que se ha convertido en el símbolo universal de la incógnita.”*

Samarcanda
Amin Maalouf

Tras la descripción estadística del campo de vientos presentada a lo largo de los dos capítulos anteriores, en este bloque temático se aborda la caracterización de la dispersión atmosférica de las emisiones sulfurosas de la central térmica de Andorra (CT), bajo las condiciones dispersivas estadísticamente más recurrentes en la zona.

Desde un punto de vista estadístico, las direcciones preferentes de transporte, como se ha puesto de manifiesto en el capítulo cuatro, difieren sustancialmente entre el verano y el invierno:

- En invierno, el penacho se encuentra dirigido hacia el segundo cuadrante (bajo condiciones de advección sinóptica del Noroeste) durante más del 65% de las veces que se ha medido.
- En verano, el desarrollo diurno de la BTI (Baja Térmica Ibérica) fuerza el flujo de los vientos a reorganizarse según los accidentes orográficos, viéndose afectado el penacho por estos ciclos diarios del campo de vientos (efectos de mesoescala), girando, muy frecuentemente, 180° su dirección de transporte a lo largo del día.

Estos dos escenarios dispersivos extremos (opuestos) y típicos de esta región (ver tablas de recurrencia en el capítulo cuatro), hacen prever que no necesariamente una misma aproximación a la caracterización de la dispersión sea válida para ambos; sobre todo si la aproximación empleada no contempla los efectos que las circulaciones mesoescalares tienen sobre la dinámica de las masas de aire.

II.1 Dispersión atmosférica

La dispersión atmosférica es el proceso irreversible por el que una "nube" de una especie química (trazador o contaminante) se expande, mezcla y es diluida por la acción de "movimientos atmosféricos" [Boybeyi, Z.; 2000].

Estos "movimientos atmosféricos", se pueden agrupar, atendiendo a su naturaleza, en dos componentes: **advección y difusión**.

La componente advectiva (o de transporte) tiene a su vez dos contribuciones: la **advección integral** (*'whole-body advection'*) y la **advección diferencial**. La advección integral determina la trayectoria del centro de masa de la nube del gas trazador (o contaminante). La advección diferencial es la causante de que la nube se deforme e incluso se fragmente con el paso del tiempo; la causa de esta advección diferencial es la cizalladura horizontal y vertical del campo vectorial de velocidades del viento [Pielke, R.A. y Uliasz, M.; 1998].

A la advección diferencial se la identifica con el efecto de "remover" un fluido en el seno de otro. En el gráfico II-1 se muestra una modelización bidimensional de la advección diferencial a escala sinóptica.

La difusión (o "mezcla") actúa irreversiblemente disminuyendo el gradiente de concentraciones existente en la región de interfase que existe entre la nube y el resto de la atmósfera.

A una escala menor, movimientos moleculares o de microescala, se corresponde un transporte advectivo medio debido a la contribución agregada de fluctuaciones de las velocidades turbulentas individuales. El efecto de éstos, se conoce como **difusión turbulenta**.

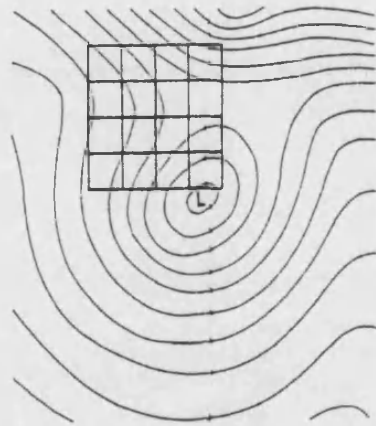
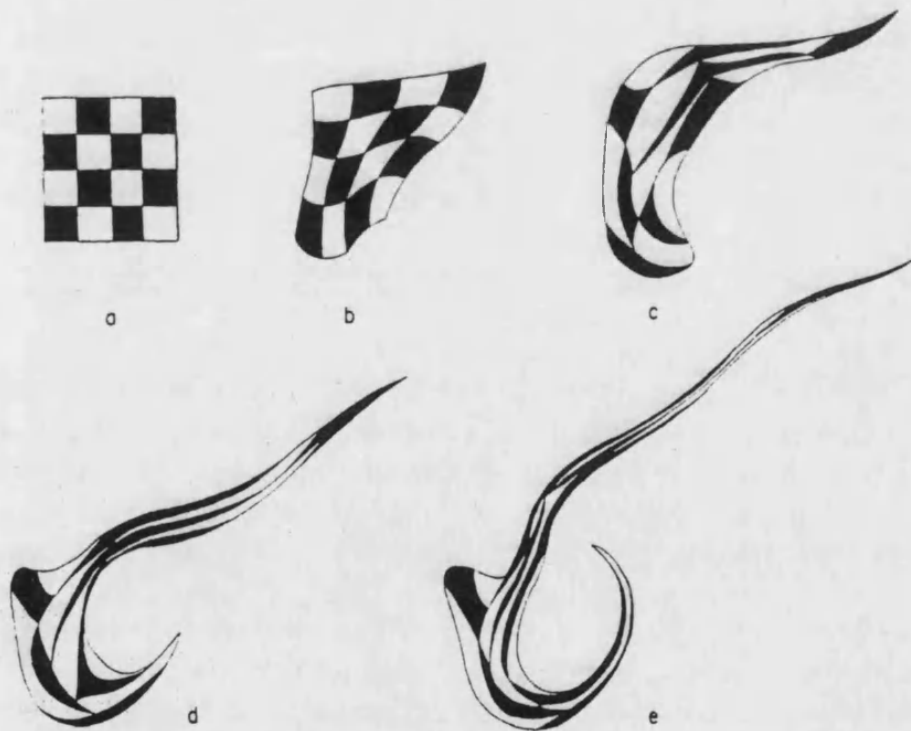


Gráfico II.1

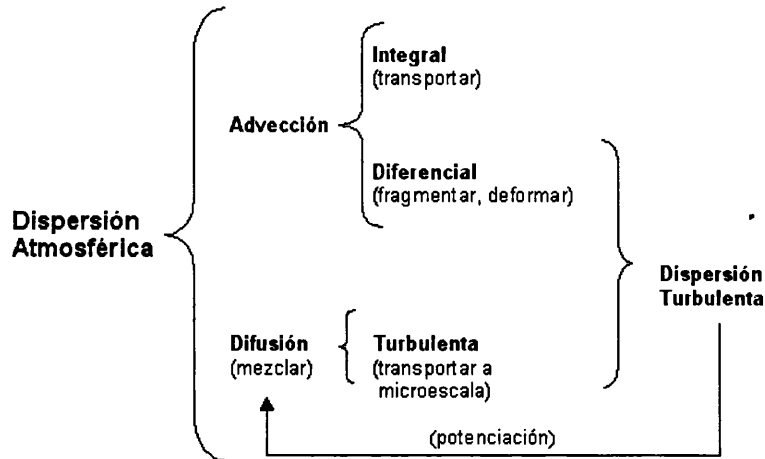
Advección diferencial a escala sinóptica: Deformación horizontal de una parcela debida al flujo bidimensional incompresible predicho por un modelo numérico barotrópico a 500 mb: a) 0 h; b) 6 h; c) 12 h; d) 24 h; e) 36 h. La figura inicial representa las líneas de corriente. Los lados de la malla sombreada del apartado "a" tienen 300 Km de largo. Simulación extraída de [Pielke, R.A. y Uliasz, M.; 1998]



La advección diferencial incrementa la superficie de la región de interfase que delimita la nube del contaminante, incrementando la difusión turbulenta de sus moléculas constituyentes; por lo tanto, la interacción de la advección diferencial y de la difusión turbulenta incrementa la mezcla (o difusión) [Csanady, G.T.; 1973, Cap. 4, pág. 137] sugiere el término **dispersión turbulenta** para distinguir este tipo de difusión "incrementada", de la difusión puramente turbulenta.

Gráfico II.2

Esquema de las diferentes contribuciones a la dispersión atmosférica. En **negrita** se indican los diferentes "procesos" que intervienen y, entre paréntesis, las "acciones" implicadas en cada proceso.



Dado que los detalles de las fluctuaciones individuales de la velocidad (difusión turbulenta) se pueden describir únicamente en términos estadísticos, la distinción entre los procesos de advección y de difusión turbulenta dependen críticamente de la especificación de la escala de tiempo de promediado y del operador (matemático) empleado en el proceso de promediado.

II.2 Dispersión de emisiones de focos puntuales

El estudio de la dispersión de emisiones antropogénicas por focos puntuales ha sido ampliamente estudiado (fundamentalmente desde un punto de vista teórico) desde principios del siglo XX. A lo largo de esta memoria se hace mención a una amplia bibliografía, que abarca más allá de los últimos cincuenta años, en la que se recogen explícitamente algunos de los trabajos experimentales, y los estudios teóricos, que sobre la dispersión de contaminantes emitidos por fuentes puntuales se han realizado hasta la fecha.

La mayor parte de los desarrollos teóricos comúnmente aceptados se corresponden con representaciones más o menos idealizadas del comportamiento de las emisiones efectuadas en entornos topográficos no muy complejos y realizados desde estructuras (chimeneas) no muy elevadas respecto del nivel del suelo [Alonso, L. A. et al.; 1987].

El comportamiento, descrito y ampliamente argumentado en infinidad de publicaciones [Slade, D.H.; 1968] [ASME; 1973], de las emisiones de una fuente puntual atendiendo a criterios termodinámicos de empuje hidrostático (atendiendo al perfil vertical

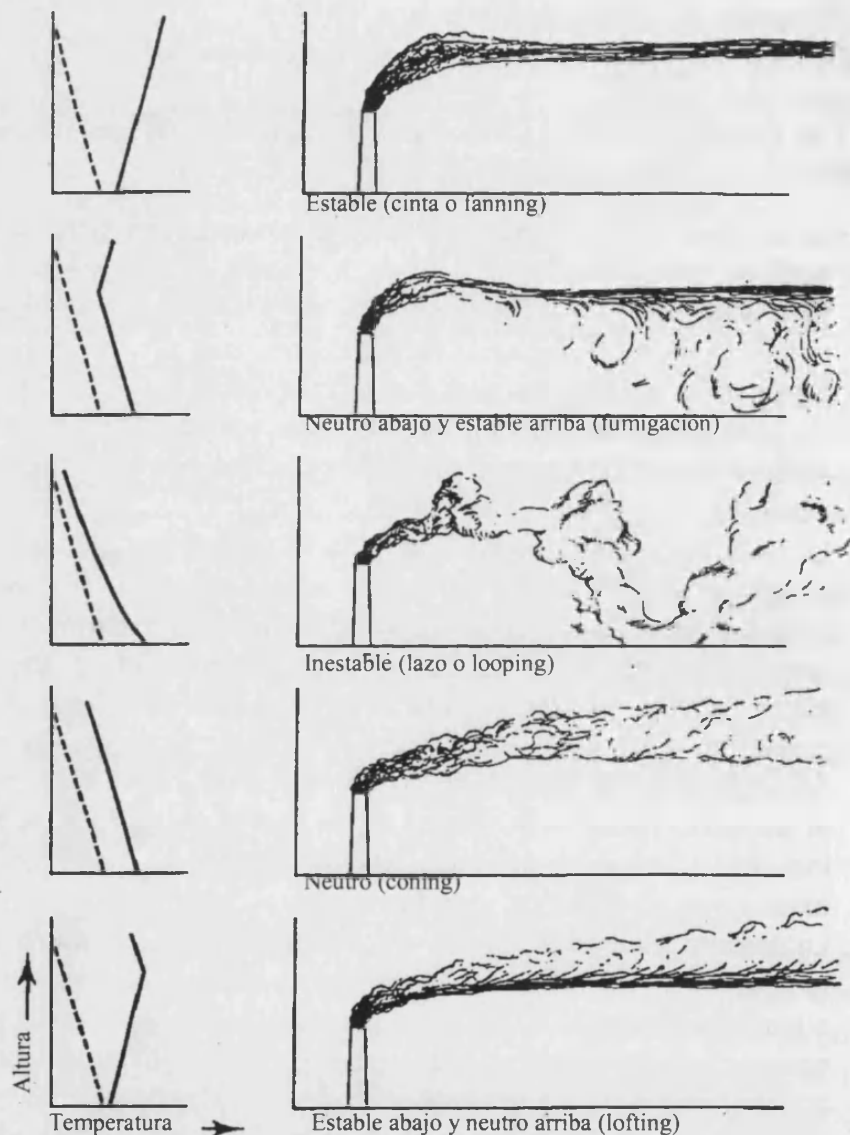
de temperatura presente en la atmósfera en un momento dado), gráfico II.3, evidencian algunas cuestiones que se plantean a lo largo de esta introducción.

Las cinco condiciones "usuales" de transporte de penachos son (gráfico II-3) [Millán, M.; 1977]:

- La primera se corresponde con una situación estable, con un perfil subadiabático de la temperatura, en la que los movimientos verticales adiabáticos están inhibidos por el perfil vertical de temperatura que presenta la atmósfera en ese momento. El penacho es advechado, según el flujo general, en forma de cinta; sin que presente grandes dispersiones transversales (según la vertical) incluso a grandes distancias de la chimenea [Stull, R.B.; 1989].
- La segunda se corresponde con una situación mixta. El penacho es emitido por la chimenea a una altura en la que el perfil de temperatura es adiabático, estando confinados los movimientos verticales ascendentes por una inversión situada por encima de la altura efectiva (sobreelevación por encima de la chimenea) del penacho. En este caso, los procesos de mezcla que homogeneizan la atmósfera por debajo de la inversión arrastran el penacho hacia el suelo, produciendo intensas fumigaciones, incluso a escasa distancia de la chimenea, que pueden extenderse en el tiempo varias horas.
- La tercera es una situación de inestabilidad, con un perfil de temperatura superadiabático en las capas próximas a la superficie, bajo la cual el penacho tiende a presentar un comportamiento errático, siendo transportado en forma de rizo, con importantes e intermitentes fumigaciones. Bajo esta situación, cuando el penacho queda embebido por la actividad convectiva, la estructura y continuidad del penacho se rompe, y no es transportado como una distribución continua de concentraciones sino como una consecución de fragmentos que adquieren un desarrollo vertical grande.
- La cuarta, se corresponde con una situación neutra en la que el penacho tiende a dispersarse de manera "normal". En general, se suelen denominar "condiciones neutras" aquellas en las que la actividad turbulenta mecánica predomina de forma neta sobre la de origen termo-convectivo [Alonso, L.A. et al.; 1987]. Es el escenario dispersivo que mejor se describe con una descripción "clásica" gaussiana de la dispersión; no obstante, el espesor del penacho emitido desde una chimenea alta es mayor que el de las bajas.

Gráfico II.3

Diferentes configuraciones de transporte, atendiendo al perfil de temperatura en el momento considerado (línea continua) y al perfil térmico adiabático (línea discontinua). [Slade, D.H.; 1968]



Esto hace que su dispersión tenga lugar dentro de una capa atmosférica más profunda, en la que existe una variación de la velocidad y dirección del viento con la altura que produce un sesgo entre la parte superior del penacho y la que impacta en el suelo. Esta asimetría lateral (sesgo) de las secciones verticales ha sido una de las características más notables observadas desde los primeros estudios sistemáticos de la dispersión por chimeneas altas [Pooler, F. Y Niemeyer, L.E.; 1971], [Shiermeier, F.S.; 1971], [Millán, M.M. et al.; 1976].

- En la quinta el penacho es transportado por encima de una inversión, por lo que hay un desacoplamiento completo entre las

condiciones dispersivas que se pueden registrar a nivel del suelo y las que gobiernan la dispersión del penacho. Este patrón dispersivo se presenta, generalmente en latitudes medias, por la tarde, y como escenario transitorio entre las horas de mayor insolación con gran actividad termoconvectiva y las horas nocturnas en las que la atmósfera está totalmente estabilizada y el penacho es transportado en "forma de cinta o fanning" [Alonso, L.A. et al.; 1987]. También se puede encontrar a primeras horas de la mañana o de madrugada, en las que se suelen formar inversiones superficiales por enfriamiento radiativo de la superficie terrestre.

A la vista de todo lo expuesto anteriormente resulta evidente que entre los parámetros fundamentales que determinan la dispersión de las emisiones de una fuente puntual se encuentran:

- El perfil de temperatura de la atmósfera en el intervalo de tiempo que se considere para analizar la dispersión.
- La temperatura y la velocidad de salida de los humos de la chimenea. La diferencia entre la temperatura del penacho y la del ambiente determinará la altura efectiva de la chimenea o sobreelevación del penacho por flotabilidad.
- La altura de la chimenea, ya que ésta determina, dado un perfil de temperatura determinado, que el penacho viaje en un estrato con unas condiciones dispersivas u otras.

Por otro lado, para poder realizar un planteamiento adecuado de cualquier estudio dispersivo de un fuente puntual en un entorno topográfico complejo, o incluso interpretar correctamente los resultados experimentales de campañas de medidas, es necesario considerar, al menos, los siguientes factores:

- La información meteorológica en superficie puede no ser suficiente para establecer las condiciones de transporte del penacho, ya que éste puede viajar en un estrato con condiciones diferentes (caso de que exista una inversión por debajo de la altura de transporte).
- Existen situaciones en las que el penacho puede estar fragmentado, por lo que descripciones matemáticas que se basen en distribuciones continuas del penacho (caso de los modelos gaussianos) [Alonso, L. A. et al.; 1987] no pueden llegar a describir su advección instantánea.
- Entornos con topografía compleja, con extensas zonas insoladas y otras en umbría, hacen muy inhomogéneo el campo horizontal de temperaturas por lo que provocan importantes perturbaciones

en el comportamiento dispersivo del penacho a lo largo de su advección.

- Bajo idénticas condiciones de emisión, las condiciones termodinámicas de la atmósfera hacen variar drásticamente el comportamiento dispersivo del penacho. Por tanto, el estudio (o estimación) del impacto potencial que un foco emisor pueda tener (o tenga) sobre el entorno depende de manera crítica de la meteorología. Un conocimiento exhaustivo de la meteorología mesoescalar y local es indispensable para poder llegar a conclusiones que trasciendan la mera estadística de comportamientos observados.
- Asociados a los ciclos diurnos de las circulaciones mesoescales de la vertiente mediterránea de la Península Ibérica, existen pautas de dispersión de penachos con periodicidad diurna. En el comportamiento dispersivo [CEAM; 1993] asociado a este tipo de circulaciones cíclicas (brisas), se pueden producir fumigaciones intensas, de corta duración (de media a una hora) y sobre áreas restringidas, durante la fase de acoplamiento convectivo del penacho con el suelo. Esta fase suele ocurrir durante la mañana como resultado del calentamiento solar del terreno, que al originar actividad convectiva (condiciones atmosféricas inestables) destruye la inversión nocturna y acopla el viento en superficie con el de altura [Alonso, L. et al.; 1987]. Tras esta fase, las condiciones de estabilidad atmosférica pueden pasar a neutras (régimen estacionario en el balance calentamiento solar - refrigeración por convección), durante las cuales el impacto es menos intenso pero más continuo y ocurre sobre un área más extensa.

En este contexto, parece oportuno realizar un esfuerzo de análisis, bajo una perspectiva esencialmente empírica, de la dispersión de emisiones de fuentes puntuales en entornos topográficos complejos, relacionándola no sólo con las condiciones sinópticas sino con la meteorología mesoescalar y local.

II.3 Objetivos y estructura del bloque segundo

Con este segundo bloque temático se pretende caracterizar la dispersión atmosférica de las emisiones sulfurosas de la central térmica de Andorra, bajo las condiciones dispersivas estadísticamente más representativas de la zona.

Este bloque está constituido por tres capítulos: un primero que aborda, desde un punto de vista estadístico, la caracterización de la dispersión atmosférica bajo unas determinadas condiciones del campo de vientos; un segundo, en el que se presenta una metodología capaz de caracterizar la dispersión atmosférica resolviendo las ecuaciones físicas del campo de vientos en la mesoescala; y un tercero, en el que se contrasta la metodología descrita en el capítulo previo contrastando sus resultados con los obtenidos experimentalmente en sendas campañas experimentales (una invernal y la otra estival).

Los objetivos concretos sobre los que se desarrollan cada uno de estos tres capítulos son:

- Capítulo cinco, *Caracterización estadística de la dispersión*.
 - i. Describir estadísticamente la capacidad dispersiva de la atmósfera en la zona de estudio, bajo condiciones invernales de advección del Noroeste.
 - ii. Cuantificar las diferencias entre los registros dispersivos experimentales y los previstos por algunas de las descripciones clásicas de la dispersión atmosférica.

Con este quinto capítulo se pone de manifiesto como, incluso bajo las condiciones a priori menos desfavorables para las hipótesis en las que se sustentan las descripciones clásicas de la dispersión (como son las condiciones "neutras" y "estables"), existen notables diferencias (e incluso contradicciones) entre éstas y las observaciones de campo.

- Capítulo seis, *Caracterización numérica de la dispersión*.
 - i. Preparar una metodología que permita caracterizar campos de turbulencia en entornos topográficos complejos.

- ii. Identificar las suposiciones de la aproximación numérica elegida para caracterizar la dispersión de una fuente elevada en un entorno topográfico complejo de la Península Ibérica.

A lo largo de este sexto capítulo se describe una metodología susceptible de poder caracterizar el campo de turbulencia en entornos topográficos complejos, y en escenarios dispersivos inhomogéneos y no estacionarios (como son las situaciones de inestabilidad bajo las que el penacho tiende a presentar pautas de dispersión con periodicidad diurna).

- Capítulo siete, *Descripción de dos escenarios dispersivos*.
 - i. Corroborar que la metodología propuesta es una herramienta eficaz para el estudio de las condiciones dispersivas en un entorno topográfico complejo de la Península Ibérica bajo diferentes escenarios de dispersión.
 - ii. Describir numéricamente el campo de turbulencia de diferentes escenarios dispersivos característicos de la zona de estudio.
 - iii. Determinar las limitaciones de la metodología propuesta.

En el capítulo siete se aplica la metodología presentada en el capítulo anterior, a dos campañas de medida realizadas bajo las dos condiciones dispersivas más características de la región: una situación de advección invernal del Noroeste, y una situación típicamente estival (con desarrollo de la BTI). A lo largo del capítulo se evalúan las discrepancias y concordancias entre los resultados simulados y las medidas realizadas en el campo.

En un último apartado dentro del séptimo capítulo, se incluye un resumen de las conclusiones más relevantes obtenidas a lo largo de todo el segundo bloque temático.

Caracterización estadística de la dispersión

*“Información respecto a las frecuencias anuales
de la velocidad del viento y su dirección, y de la
categoría de estabilidad atmosférica...
...En cuanto la estabilidad, se utilizará la clasificación
de Pasquill en siete categorías.”*

R.D. 1196/2003 Directriz Básica de Protección Civil
para el control y planificación de riesgos. ANEXO I.
B.O.E. del 9 de octubre de 2003

En este capítulo se pretende contribuir, a partir de una base de datos experimentales extensa y desde un punto de vista estadístico, al conocimiento de la capacidad dispersiva de la atmósfera en entornos topográficos complejos bajo condiciones invernales.

Para ello, en un primer lugar, se hace un breve repaso de algunas de las descripciones clásicas de la dispersión atmosférica que constituyen los fundamentos conceptuales sobre los que descansan la mayoría de los modelos de dispersión diseñados con fines legislativos (de control de los estándares de calidad legislados), para entornos de hasta 30 kilómetros entorno al foco emisor [EPA; 2000], [COST 710; 1998].

Las aproximaciones generalmente aceptadas tratan de caracterizar la capa límite planetaria en términos de unas “clases de estabilidad” definidas a partir de un conjunto de parámetros atmosféricos sencillos de medir (velocidad del viento, radiación

solar, etc); y en utilizar una combinación de datos empíricos y de resultados teóricos para determinar la dispersión atmosférica asociada con cada una de estas clases de estabilidad [COST 710; 1998].

Desde hace años [Hoff, R.M. et. Al; 1982], [Alonso, L. et al.; 1987], [Millán, M. et al. (2) 1987], [Millán, M. et al.; 1989], [Millán, M. et al.; 1992], [COST 710; 1998], hay evidencias empíricas de que el esquema tradicional de caracterización de la dispersión atmosférica no es el formulismo más adecuado para describir las condiciones de dispersión en entornos topográficos complejos. Por ello, en la segunda parte del capítulo, se contrastan estas descripciones “clásicas” con los resultados obtenidos a partir de las medidas de la dispersión del penacho de la CT de Andorra, y se cuantifican las diferencias.

En este estudio estadístico, se ha analizado el escenario dispersivo más frecuente en la zona de estudio (bloque temático primero); que se corresponde con una situación invernal de advección del noroeste. Este es uno de los escenarios dispersivos más “sencillos” por tener propiedades “asumibles” por las hipótesis sobre las que se basan estas descripciones clásicas (campo de vientos estacionario y homogéneo horizontalmente).

Respecto a otros escenarios dispersivos, como por ejemplo bajo condiciones estivales, en latitudes medias y en entornos montañosos (como ocurre en gran parte del territorio de la mayoría de países mediterráneos), es de esperar que se incrementen las diferencias entre el comportamiento observado y el previsto por los formulismos clásicos de la dispersión de contaminantes atmosféricos.

Durante los meses más calurosos del año, la capa límite presenta una turbulencia mayor que la registrada en invierno [Stull, R.B.; 1989], debido al acoplamiento de la turbulencia mecánica con una turbulencia térmica que alcanza elevados grados de desarrollo y que debe su origen a la mayor insolación y al calentamiento del terreno [Salvador, R.; 1999]. Por todo ello, es previsible una mayor discrepancia entre las dispersiones registradas experimentalmente en este tipo de entornos y los actualmente establecidos como “estándar”. Por otro lado, en escenarios caracterizados por una intensa convección (verano), no serán admisibles las hipótesis de homogeneidad horizontal ni de campo de vientos estacionario.

Así, bajo este tipo de situaciones estivales (mayoritarias, desde un punto de vista climático en zonas del mediterráneo occidental)

cualquier representación “clásica” de la dispersión (del tipo de las presentadas en este capítulo) no caracterizará adecuadamente la física del campo de turbulencia. En este tipo de escenarios dispersivos será necesario recurrir, tal y como se argumenta a lo largo del capítulo seis, a formulismos físicos que describan, por un lado, la dinámica del campo de vientos en entornos orográficos complejos y en la mesoescala, y, por el otro, que parametrize campos de turbulencia inhomogéneos y no estacionarios.

5.1 Caracterización “clásica” de la dispersión atmosférica

5.1.1 Introducción

El estudio de la difusión turbulenta¹ en la baja atmósfera (capa límite), puede ser planteado partiendo de dos aproximaciones alternativas: la teoría del transporte de gradiente y la teoría estadística [Slade, D.H.; 1968]. Ninguna de ambas puede ser desechada categóricamente dado que cada una tiene áreas de utilidad que no se solapan entre sí.

Ambos grupos de teorías de la difusión pueden ser subclasificados como teorías de movimientos continuos o discontinuos, dependiendo de si el movimiento de la partícula se puede considerar que se produce de manera continua o de si se postula que lo hace mediante una sucesión de eventos discretos.

La difusión (en su sentido estricto) en un punto fijo de la atmósfera, empleando la teoría del transporte del gradiente, es proporcional al gradiente de concentración local [Slade, D.H.; 1968]. Consecuentemente, esta aproximación se puede decir que es de naturaleza euleriana, en tanto en cuanto considera a las propiedades del movimiento del fluido relativas a un sistema de coordenadas espacial fijo (en reposo respecto al fluido). Este tipo de aproximaciones introducen conceptos como el de los coeficientes de dispersión, cuyo desarrollo histórico está ligado al de las descripciones gaussianas de emisiones atmosféricas de fuentes puntuales [Beychok, M.R.; 1994]. En la ecuación gaussiana tradicional de la dispersión de fuentes puntuales, los coeficientes de dispersión son σ_y , σ_z (desviaciones estándar de la

¹ Dispersión atmosférica sin considerar la advección integral (más detalles en la introducción del bloque temático segundo, gráfico II-2).

distribución de concentración según los ejes transversales a la dirección de transporte, ver anexo D).

Por otro lado, las teorías estadísticas de difusión analizan el movimiento fijando el sistema de coordenadas sobre volúmenes infinitesimales del fluido (con frecuencia denominados, haciendo abuso del lenguaje, como "partículas" del fluido) y, por tanto, pueden ser agrupadas como planteamientos lagrangianos. El modelo de difusión de Taylor (1921) está basado en la teoría estadística del movimiento Browniano de pequeñas partículas, de tamaño coloidal, en el seno de un fluido con condiciones estacionarias y homogéneas de temperatura, de velocidad media y de intensidad turbulenta² (anexo D).

En el contexto de este capítulo se entenderá por isotropía de una variable en una dirección (espacial) determinada cuando todas sus derivadas con respecto a esa dirección son cero; es decir que esa variable es constante en esa dirección³. Estacionario, dentro de este contexto, implicará lo mismo con la salvedad de que ahora la variable independiente a la que se hace referencia es el tiempo (y no el espacio). Por último, si la distribución de una variable se dice que es gaussiana, significará que tiene una distribución de probabilidad normal.

Con carácter general, a lo largo de todo el capítulo, se va a considerar un flujo turbulento descrito por un campo de velocidades con componentes:

$$\vec{V} = (U + u, v, w) \quad (5.1)$$

donde,

- U es la velocidad media del viento, orientado según el eje x.
- u,v,w son las perturbaciones de las tres componentes de la velocidad media. Se corresponden con las fluctuaciones de la velocidad, producto de la turbulencia.

² La intensidad turbulenta se define como la desviación estándar de la perturbación de la velocidad normalizada por el valor medio de la velocidad del viento (más información en el anexo D).

³ Es habitual, en la terminología empleada habitualmente dentro del campo del estudio de la dispersión, hablar de homogeneidad de una variable en una dirección determinada cuando, en términos más precisos, se debería hablar de isotropía de esa variable en esa dirección espacial.

En este campo de velocidades homogéneo y estacionario, se considera que el viento medio va en la dirección del eje de las x, siendo cero la velocidad media del viento en las otras dos direcciones.

Por las condiciones de partida (campo homogéneo y estacionario), se considera además que U es constante, mientras que las componentes de la velocidad turbulenta (u,v,w) satisfacen las condiciones (ver anexo D):

$$\begin{aligned}\bar{u} &= \bar{v} = \bar{w} = 0 \\ \overline{u^2} &\equiv \sigma_u^2 = cte \\ \overline{v^2} &\equiv \sigma_v^2 = cte' \\ \overline{w^2} &\equiv \sigma_w^2 = cte''\end{aligned}\quad (5.2)$$

5.1.2 Hipótesis sobre los escenarios dispersivos a caracterizar estadísticamente

Estudios tanto empíricos como teóricos indican que la capacidad dispersiva⁴ de la atmósfera depende de la velocidad del viento, de la rugosidad del terreno y de la estabilidad térmica [Taylor, G.I.; 1921], [Haltiner, G.J y Martín, F.L.; 1957], [Slade, D.H.; 1968].

Previamente se ha adelantado que la metodología estadística, que se presenta en esta primera parte del capítulo, pretende caracterizar la dispersión de las "partículas" (volúmenes infinitesimales) en el seno de un fluido homogéneo y estacionario; es decir, con características turbulentas independientes de la posición espacial y del tiempo.

Dado que los contaminantes antropogénicos se vierten fundamentalmente en la capa límite planetaria, y que la capa límite está caracterizada por importantes cizalladuras verticales de la dirección y de la velocidad del viento medio; es obvio que en términos generales la hipótesis de homogeneidad de la turbulencia, tal y como lo planteó Taylor (1921), no es aplicable al estudio de la dispersión de contaminantes.

No obstante, se puede suavizar esta restricción sobre el tipo de flujo, y establecer la hipótesis de homogeneidad horizontal de la turbulencia para un nivel fijo (altura constante sobre la topografía).

⁴ En este contexto, los términos dispersión y difusión no son del todo equivalentes. Se considera que $DISPERSIÓN = DIFUSIÓN + TRANSPORTE$ tal y como se discute concienzudamente en [Millán, M. et al.; 1986]

Esta hipótesis es más razonable, bajo determinadas condiciones meteorológicas y a cierta altura sobre el nivel del suelo, atendiendo a la realidad de la capa límite superficial [Slade, D.H.; 1968].

Las situaciones meteorológicas en las que ésta última hipótesis se aproxima a la realidad se corresponden, por lo general, con escenarios donde los principales procesos turbulentos son de origen mecánico, quedando relegados a un segundo orden los térmicos (originados por calentamientos y/o enfriamientos de la corteza terrestre) [Salvador, R.; 1999]. Este es el caso, para el área de estudio (primer bloque temático de esta memoria), de las situaciones invernales de **advección del Noroeste**, que es el escenario dispersivo elegido para realizar el estudio de la dispersión presentado en este capítulo.

A partir de la base de datos presentada a lo largo de los capítulos tres y cuatro; es decir, de entre los días de campaña realizados desde 1994 hasta 1999, sólo se consideraron aquellos que, correspondiéndose a situaciones invernales de advección del Noroeste, presentaron condiciones de **estabilidad de neutra (D) a estable (E)** (según la clasificación de Pasquill-Turner, 1961-67) durante el periodo en el que se efectuaron las medidas experimentales. Estas restricciones se impusieron con el fin de que las medidas experimentales consideradas se correspondieran con escenarios de transporte asimilables a condiciones estacionarias y de homogeneidad horizontal.

La condición de estabilidad se impuso a partir de los registros del viento y de la radiación de las torres meteorológicas ubicadas en la zona de estudio y del sondeo efectuado a las 12:00h. para cada uno de los días en Zaragoza (a unos 95 Km al NW de la chimenea de la Central Térmica); siguiendo los criterios de estabilidad propuestos por Pasquill [Beychok, M.R.; 1994], [Csanady, G.T.; 1973].

Respecto a la posibilidad de considerar en el estudio registros de penacho con presencia de cizalladura, en el apéndice E [Palau, J.L.; 2001] se resumen los **requisitos geométricos** exigidos a los transectos experimentales antes de ser empleados (estableciéndose limitaciones en cuanto a la distancia angular entre los centros de gravedad de cada perfil individual y el del obtenido a partir de los perfiles promedio Euleriano y Pseudo-lagrangiano, apéndice E). Aquellos perfiles que, por motivo de la cizalladura, presentan una distribución espacial sustancialmente diferente a la de la media, no llegan a cumplir estos requisitos

geométricos y, consecuentemente, no se consideran representativos del coeficiente de dispersión transversal del penacho (σ_y).

Utilizando estos tres criterios: campo de vientos medio (horizontalmente) homogéneo y estacionario, estabilidad térmica, y restricciones en la variabilidad geométrica del penacho en los transectos empleados en la obtención del perfil Pseudo-Lagrangiano; se ha obtenido una colección⁵ de transectos realizados bajo condiciones atmosféricas asimilables a la hipótesis de homogeneidad horizontal de la turbulencia. Estos transectos son los que se emplean en el segundo apartado de este capítulo, para caracterizar empíricamente (y desde un punto de vista estadístico) la dispersión atmosférica bajo condiciones de advección invernal del Noroeste.

Para verificar que los datos experimentales considerados son consistentes con estas hipótesis de la teoría estadística de difusión de Taylor (descrita en el siguiente epígrafe); en el apartado 5.2.1 se contrastan las medidas de la dispersión de la CT de Andorra con los resultados previstos por este modelo.

5.1.3 Descripción estadística de Taylor (aproximación teórica)

Aunque, como ya se ha reiterado, la realidad física de la capa límite atmosférica está muy alejada de las hipótesis de partida planteadas por Taylor (campos homogéneos y estacionarios), la mayoría de las parametrizaciones de la dispersión de penachos incorporan el comportamiento asintótico predicho por este modelo⁶ [Venkatram, A.; 1988], y descrito en este apartado.

La bibliografía en la que es posible encontrar el desarrollo teórico de este teorema es muy extensa. Algunos de los libros y artículos consultados, en los que se pueden encontrar exposiciones particularmente descriptivas y con alto contenido de significación física son: [Haltiner, G.J. y Martin, F.L.; 1957], [Slade, D.H.; 1968], [Csanady, G.T.; 1973], [Venkatram, A.; 1998].

Considerando que no es necesario repetir lo que en esos textos se presenta, este apartado se va a centrar en la exposición de aquellos puntos que son especialmente relevantes para la

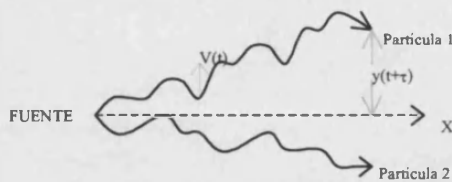
⁵ Entre 1995 y 1999 se han obtenido 42 transectos promedio correspondientes a condiciones invernales de advección del Noroeste.

⁶ Esto es particularmente cierto en lo referente a la modelización de las dispersiones horizontales de penachos.

correcta interpretación de los resultados presentados en esta memoria (apartado 5.2).

La conclusión fundamental a la que llegó Taylor⁷ (1921) es que, para cada una de las direcciones espaciales, la varianza de los desplazamientos de coloides⁸ emitidas desde un punto fijo (σ_y^2), puede ser expresado en términos de una función Lagrangiana de autocorrelación, $R(\tau)$, y de la varianza de la velocidad del fluido, σ_v^2 .

Para cada uno de los tres ejes coordenados, el Teorema de Taylor se expresa matemáticamente como:



$$\frac{d\sigma_y^2}{dt} = 2\sigma_v^2 \int_0^t R(\tau) d\tau \quad (5.3)$$

que es la expresión para la varianza según el eje y (perpendicular a la dirección del viento medio, U) y donde (apéndice D):

- σ_y , es la desviación típica de la posición, en la dirección transversal.
- σ_v , es la desviación típica de la componente transversal de la velocidad.
- $R(\tau)$, es la función de autocorrelación, o forma adimensional (normalizada) de la covarianza de la velocidad. Su valor está comprendido, para cualquier τ , entre -1 y 1.
- τ , es el tiempo Lagrangiano. El valor a partir del cual $R(\tau)$ es cero, se conoce como escala de tiempo Lagrangiano y representa el tiempo durante el cual la velocidad de una partícula está correlacionada consigo misma.

La expresión matemática de este teorema se obtiene directamente a partir de la definición de la varianza de una distribución de partículas a lo largo de un eje.

Conviene enfatizar que, en definitiva, la ecuación de Taylor (5.3) describe la varianza de las posiciones de las partículas como función del tiempo transcurrido desde su emisión desde un punto fijo.

La función de autocorrelación se define como el cociente entre la covarianza de la velocidad y su varianza (anexo D); y es la

⁷ En el campo del estudio de la difusión turbulenta este resultado se conoce con el nombre del "Teorema de Taylor". Es uno de los resultados fundamentales más importantes de la teoría de la difusión turbulenta por movimientos aleatorios [Csanady, G.T.; 1973].

⁸ Coloide: Dispersión de partículas o macromoléculas en un medio continuo.

función que caracteriza los procesos estocásticos estacionarios [Csanady, G.T.; 1973],

$$R(\tau) = \frac{\overline{v(t) \cdot v(t+\tau)}}{\sigma_v^2} \quad (5.4)$$

donde se asume (anexo D) que $\sigma_v^2 \neq \sigma_v^2(\tau)$ para $0 \leq \tau \leq t$, y siendo

- $v(t)$, la perturbación de la componente de la velocidad transversal.
- El numerador, la covarianza de la velocidad.
- El denominador, la varianza de la velocidad transversal.

La covarianza de la velocidad es una medida de la persistencia de una partícula en mantener en el tiempo τ una velocidad $v(t+\tau)$ similar en magnitud y signo a la que tenía inicialmente $v(t)$.

Evidentemente esta covarianza tiende al valor de la varianza cuando el tiempo τ tiende a cero.

A la vista de su definición, las propiedades límite de la función de autocorrelación, son

$$\begin{aligned} \tau \rightarrow 0 \dots R(0) &= 1 \\ \tau \rightarrow \infty \dots R(\tau) &\rightarrow 0 \end{aligned} \quad (5.5)$$

Las diferentes expresiones que puede adoptar la función de autocorrelación, dan lugar a diferentes parametrizaciones de la dispersión. Un ejemplo es el modelo de difusión de Sutton [Slade, D.H.; 1968], quien propone una función de autocorrelación para cuando los tiempos de difusión no son lo suficientemente elevados como para adoptar el límite $\tau \rightarrow \infty$ (caso especialmente frecuente en la estimación de la dispersión horizontal).

a) Consecuencias del Teorema de Taylor

A partir de la ecuación de Taylor, integrando en el tiempo ambos lados de la igualdad, es inmediato llegar a la expresión:

$$\sigma_y^2 = 2 \cdot \sigma_v^2 \cdot \int_0^T \int_0^t R(\tau) d\tau \cdot dt \quad (5.6)$$

donde, T , es el tiempo transcurrido desde la emisión de la partícula hasta el instante en el que se desea conocer su posición.

De manera que para escalas de tiempo inferiores a la escala de tiempos Lagrangianos; es decir, para tiempos de difusión

suficientemente pequeños en los que $R(t) \approx 1$ (ya que $R(0)=1$), la dispersión adopta una expresión del tipo:

$$\sigma_y^2 = \sigma_v^2 \cdot T^2 \quad (5.7)$$

Y para tiempos de transporte de las partículas muy superiores a la escala de tiempos Lagrangiana:

$$\sigma_y^2 = 2 \cdot T_L \cdot \sigma_v^2 \cdot T \quad (5.8)$$

expresión a la que se puede llegar si se supone que la función de autocorrelación tiende a cero lo suficientemente rápido como para que esté acotada la integral en dt, ya que $R(\infty) \rightarrow 0$ [Csanady, G.T.; 1973]:

$$\lim_{T \rightarrow \infty} \int_0^T R(t) dt = T_L \quad (5.9)$$

donde T_L es la escala de tiempo Lagrangiano y representa el tiempo sobre el cual la velocidad de una partícula está correlacionada consigo misma.

b) Consideraciones adicionales al Teorema de Taylor

Bajo las hipótesis de que el fluido es estacionario y homogéneo horizontalmente, del modelo de Taylor se deriva que para determinar la dispersión de un contaminante son suficientes tres parámetros. De esta manera, el coeficiente de dispersión (o desviación típica de la distribución de concentraciones) se expresa en términos de la escala de tiempos Lagrangiano (característica de la turbulencia), del tiempo de transporte y de la desviación típica de la componente transversal de la velocidad.

Como se está suponiendo que el fluido es homogéneo y estacionario, el tiempo de transporte se puede expresar como:

$$T = \frac{L}{U} \quad (5.10)$$

Donde:

- L es la distancia recorrida desde el foco emisor.
- U es la velocidad media de transporte.

Para tiempos de transporte muy superiores a la escala de tiempos Lagrangiano ($T \gg T_L$) y para distancias (L) similares (es decir, L

constante); es inmediato, partiendo de las ecuaciones 5.8 y 5.10, llegar a:

$$\sigma_y = a \cdot \frac{1}{\sqrt{U}} \quad (5.11)$$

$$a = \sigma_v \sqrt{2 \cdot T_L \cdot L}$$

es decir, que la velocidad media de transporte y la difusión horizontal a registrar a una distancia, L, fija son inversamente proporcionales, según una ley potencial de grado 1/2.

Este resultado es bastante intuitivo, al menos en lo referente a la proporcionalidad inversa, ya que parece obvio que cuanto más tiempo tarde una masa contaminante en llegar a una distancia determinada del foco (menor velocidad de transporte) mayor será la dispersión horizontal registrada (según la dirección transversal a la dirección del eje del penacho promedio); ya que las partículas habrán tenido mayor tiempo para difundirse.

Análogo razonamiento se puede realizar considerando la dispersión a distintas distancias del foco emisor, para escenarios en los que la velocidad media del viento no presente grandes variaciones (es decir, U constante).

$$\sigma_y = c \cdot \sqrt{L} \quad (5.12)$$

$$c = \sigma_v \cdot \sqrt{\frac{2 \cdot T_L}{U}}$$

Para concluir, conviene resaltar que para distancias en las que se verifique que la escala de tiempos Lagrangiano es superior a la del transporte ($T_L \gg T$) (distancias próximas al foco emisor), las leyes potenciales anteriores adquieren grado uno; es decir, presentan una relación funcional lineal.

5.1.4 Descripción clásica de la dispersión (aproximación semi-empírica)

Con propósitos de análisis de los diferentes escenarios dispersivos; es decir, para cuantificar la capacidad de la atmósfera de dispersar los contaminantes (bajo unas condiciones meteorológicas determinadas), tradicionalmente se ha tratado de determinar la clase de estabilidad a partir de procedimientos fácilmente "realizables" en la práctica.

Aún en la actualidad, el esquema empleado comúnmente es el desarrollado por Pasquill (1961) y, posteriormente ligeramente modificado por Turner (1967) [EPA; 2000]. Sobre la base de los datos experimentales disponibles y de la teoría que sobre la dispersión se había desarrollado hasta el momento, Pasquill sugirió en una comunicación no publicada de 1958 un esquema práctico para la estimación de la difusión turbulenta [Slade, D.H.; 1968].

Pasquill estableció seis clases de estabilidad (tabla 5.1); las cuales están basadas en cinco clases de velocidad del viento en superficie, tres clases de insolación diurna y dos clases de cubrimiento nuboso nocturno. En general, las clases de estabilidad desde la A a la C representan condiciones inestables; la clase D representa condiciones neutras; y las clases E y F representan condiciones estables.

La idea general de clasificación de las condiciones dispersivas por clases de estabilidad, también puede ser expresada en términos de las desviaciones típicas de las distribuciones de concentración de una nube de gas, σ_y σ_z (dispersión horizontal y vertical, respectivamente), los llamados coeficientes de dispersión (gráfico 5.1). De esta manera, "cuantificando" estas clases de estabilidad, la metodología es susceptible de ser empleada en tratamientos numéricos (expresiones analíticas) de la dispersión (como por ejemplo en los modelos gaussianos de dispersión de contaminantes atmosféricos).

Tabla 5.1
Relación entre las clases de estabilidad de Pasquill y algunos parámetros meteorológicos.

Viento superficial m/s	Insolación solar ⁹			Nubosidad nocturna ¹⁰	
	Fuerte	moderada	Ligera	> 4/8	< 3/8
< 2	A	A - B	B	----	----
2 - 3	A - B	B	C	E	F
3 - 5	B	B - C	C	D	E
5 - 6	C	C - D	D	D	D
> 6	C	D	D	D	D

El límite visible de un penacho (o nube de gas) a lo largo de su advección (dirección promedio de transporte), con frecuencia se

⁹ La clasificación de la radiación solar incidente se realiza según el criterio [Beychok, M.R.; 1994]:

- > Fuerte > 143 cal/m²/s
- > Moderada = 72 - 143 cal/m²/s
- > Ligera < 72 cal/m²/s

¹⁰ El grado de nubosidad se define como la fracción del cielo, sobre el horizonte local aparente, que está cubierta por nubes.

asume que es una primera aproximación del punto en el que la concentración cae un 10% del valor que posee el penacho en su eje central. De hecho, así es como lo definió, por ejemplo, Pasquill (1961).

Pasquill (1961) definió la distribución de concentración de un penacho en términos de sus desviaciones típicas, de tal manera que estableció que para los límites visibles del penacho (donde, suponía, la concentración decaía hasta un 10% del valor de la concentración existente sobre el eje del penacho) se cumplían las ecuaciones 5.13.

$$\begin{aligned} H &= 2.14 \cdot \sigma_z \\ \theta &= \frac{4.28 \cdot \sigma_y}{x} \end{aligned} \quad (5.13)$$

donde:

- H es la elevación total del penacho sobre el suelo (en metros).
- θ es la anchura angular horizontal del penacho (en radianes), a una distancia x del foco emisor.

El valor de 2.14 (ecuación 5.13) se deduce suponiendo que la distribución de concentraciones tiene un perfil gaussiano e imponiendo la condición del 10% del valor axial de la distribución.

A partir de campañas experimentales, se llegó a conseguir unas curvas de variación de los valores de las desviaciones típicas (vertical y horizontal) en función de la distancia (curvas de Pasquill, en línea continua, gráfico 5.1).

Cabe remarcar que estas curvas experimentales (en línea continua, gráfico 5.1) representan la dispersión en entornos rurales con orografía "suave".

En entornos urbanos la dispersión es mayor dada la mayor turbulencia debida tanto a los edificios como a una mayor temperatura ambiente en estos entornos [Beychok, M.R.; 1994]. Para estos entornos, Briggs (1973), obtuvo las curvas de dispersión (posteriormente revisadas por Gifford en 1975) a partir de datos experimentales previos [McElroy, J.L. y Pooler, F.; 1968], [McElroy, J.L.; 1969] [Shum, Y.S. et al.; 1975] (líneas discontinuas en el gráfico 5.1).

Los datos de dispersión sobre los que trabajaron Briggs y Gifford, evidenciaban que en áreas urbanas existe una turbulencia mayor que en las zonas rurales con orografía "suave"; debido al efecto de "calentamiento" de la atmósfera propiciado por los edificios y el asfalto.

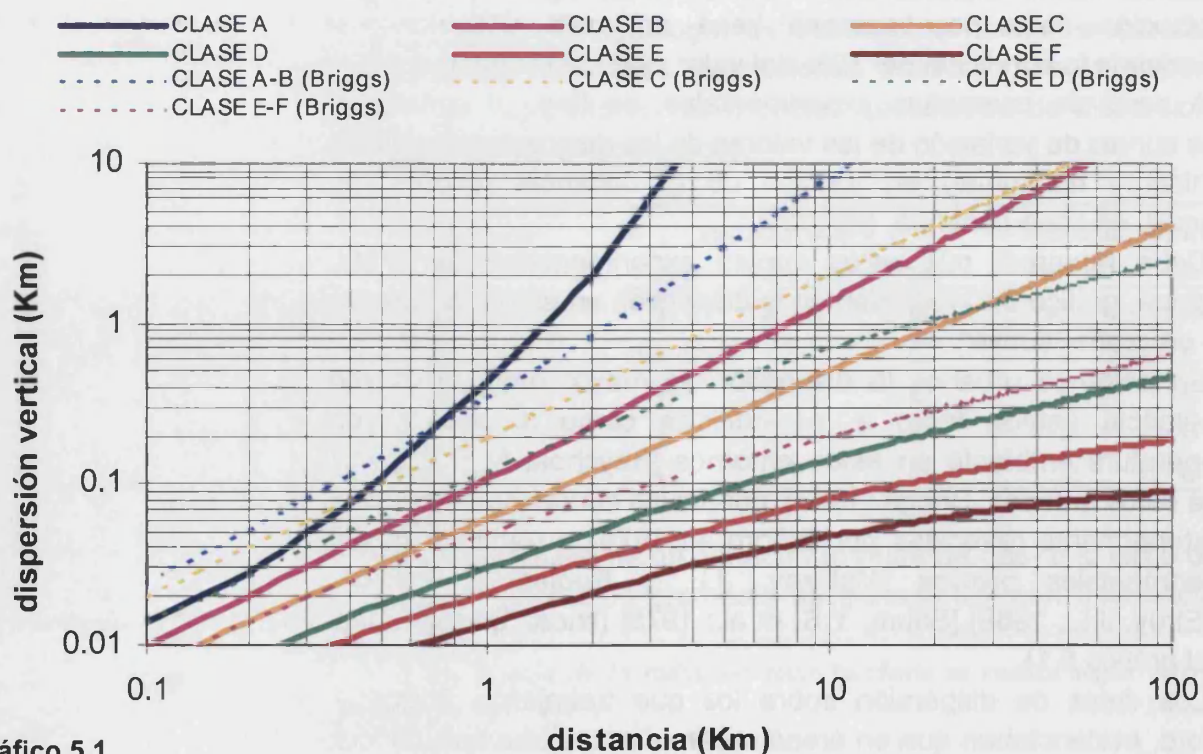
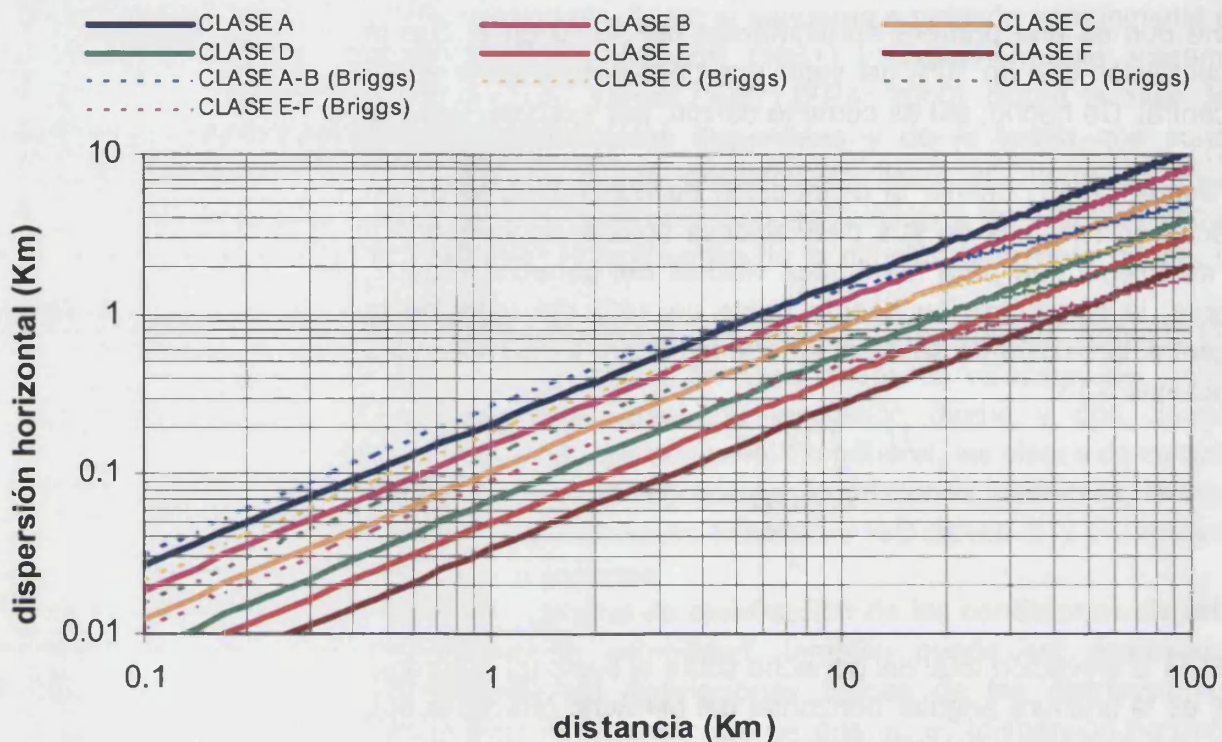


Gráfico 5.1

Curvas de difusión de Pasquill (líneas continuas) y Briggs (líneas discontinuas) para las diferentes clases de estabilidad. Para su reproducción se han empleado las parametrizaciones de McMullen y Gifford, ecuaciones 5.12 v 5.13 respectivamente.

De hecho, la turbulencia adicional originada en un área urbana es suficiente como para disminuir (localmente) la estabilidad atmosférica respecto a la que se deduciría de la simple observación de las condiciones meteorológicas [Beychok, M.R.; 1994].

La parametrización de la dispersión en entornos rurales complejos todavía no está resuelta debido a dos factores fundamentales: la dificultad que entraña el análisis del campo de turbulencia y la falta de una base experimental lo suficientemente amplia.

En este sentido, y tal como se apuntó en la introducción, en este capítulo se pretende contribuir, desde un punto de vista estadístico y a partir de una base de datos extensa, al conocimiento de la capacidad dispersiva de la atmósfera en un entorno topográfico complejo.

Al comparar por clases de estabilidad ambas clasificaciones (rurales y urbanas, gráfico 5.1), las curvas de Briggs prevén una mayor dispersión a distancias cortas del foco emisor que las de Pasquill. Al ser el urbano un entorno orográfico más "complejo" que el rural caracterizado por Pasquill, y como la turbulencia mecánica inducida favorece la mezcla, en el caso urbano se alcanzan dispersiones mayores a menores distancias de la fuente.

Por el contrario, a grandes distancias la tendencia es a la inversa (gráfico 5.1), siendo las curvas de Pasquill las que prevén dispersiones mayores que las de Briggs. En entornos urbanos (Briggs) la dispersión se produce fundamentalmente en los primeros kilómetros, estando el penacho muy diluido a distancias grandes, por lo que la contribución difusiva a la dispersión es menos importante [Beychok, M.R; 1994].

a) Parametrizaciones eulerianas de la dispersión

Diferentes autores han aportado otras tantas parametrizaciones que representan las curvas de dispersión experimentales (gráfico 5.1), en función del entorno topográfico (rural con orografía suave y urbano, con orografía más compleja).

Inicialmente se optó por soluciones de tipo exponencial (coherentemente con la teoría estadística de Taylor, ecuación 5.12).

$$\sigma = c \cdot x^h \quad (5.14)$$

donde x es la distancia, viento abajo, al foco emisor y los parámetros c y h son funciones de la clase de estabilidad atmosférica [Beychok, M.R.; 1994].

No obstante, para entornos rurales, la parametrización más empleada es la que describe la dispersión experimental de Pasquill-Turner (gráfico 5.1); y que fue publicada por McMullen (1975):

$$\sigma = \exp\left(L + M \cdot \ln(d) + N \cdot [\ln(d)]^2\right) \quad (5.15)$$

Donde:

- σ es el coeficiente de dispersión para entornos rurales, (en metros).
- d es la distancia, viento abajo, al foco emisor, (en kilómetros).

Las constantes proporcionadas por McMullen (1975) para usar en la ecuación anterior se recogen en la tabla 5.2.

Tabla 5.2
Coeficientes para las parametrizaciones de Pasquill-Turner, según las clases de estabilidad de Pasquill, [Beychok, M.R.; 1994]. Empleando estos coeficientes, si la distancia d está en kilómetros, la dispersión σ se obtendrá en metros.

CLASES DE ESTABILIDAD	Coeficientes para obtener σ , (Pasquill-Turner)		
	L	M	N
A	5.357	0.8828	-0.0076
B	5.058	0.9024	-0.0096
C	4.651	0.9181	-0.0076
D	4.230	0.9222	-0.0087
E	3.922	0.9222	-0.0064
F	3.533	0.9191	-0.0070

Para entornos urbanos, Gifford (1975) propuso la siguiente ecuación para parametrizar las curvas de dispersión experimentales obtenidas por Briggs.

$$\sigma = L \cdot d \cdot (1 + M \cdot d)^N \quad (5.16)$$

donde la nomenclatura es idéntica a la explicitada con la parametrización de Pasquill-Turner; y en la que los valores de los coeficientes propuestos por Gifford son los recogidos en la tabla 5.3.

CLASES DE ESTABILIDAD	Coeficientes para obtener σ_y (Briggs-Gifford)		
	L	M	N
A-B	320	0.40	-0.50
C	220	0.40	-0.50
D	160	0.40	-0.50
E-F	110	0.40	-0.50

Ambas parametrizaciones tienen tres coeficientes, que se determinan experimentalmente, y cuyos valores varían en función de la clase de estabilidad de Pasquill bajo la que se desee determinar la dispersión. Estas parametrizaciones, según los autores, describen tanto la dispersión horizontal como la vertical. Las tablas anteriores (tablas 5.2 y 5.3) únicamente recogen los valores de los coeficientes que se corresponden con el coeficiente de dispersión horizontal, σ_y .

Tabla 5.3

Coeficientes para las parametrizaciones de Briggs-Gifford, según las clases de estabilidad de Pasquill, [Beychok, M.R.; 1994]. Empleando estos coeficientes, si la distancia d está en kilómetros, la dispersión σ se obtendrá en metros.

5.2 Caracterización empírica de la dispersión atmosférica

Para caracterizar la dispersión del penacho de la CT de Andorra, en este apartado se emplean los resultados experimentales disponibles siguiendo el esquema "clásico" de caracterización de la dispersión descrito en el epígrafe anterior; es decir, a partir del análisis de los valores calculados de σ_y (distribución horizontal transversal de concentración de SO_2 del penacho en altura).

Para ello se analiza, contrastando los resultados experimentales con las formulaciones clásicas antes descritas, la contribución a la dispersión horizontal de, por un lado, la velocidad de transporte $\sigma_y = \sigma(u)$; y, por el otro, la distancia al foco emisor $\sigma_y = \sigma(d)$.

5.2.1 Contribución de la velocidad de transporte, $\sigma_y = \sigma_y(u)$

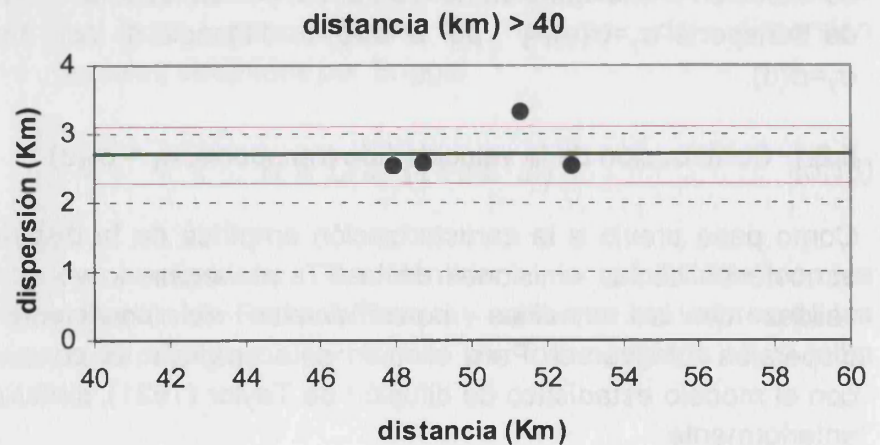
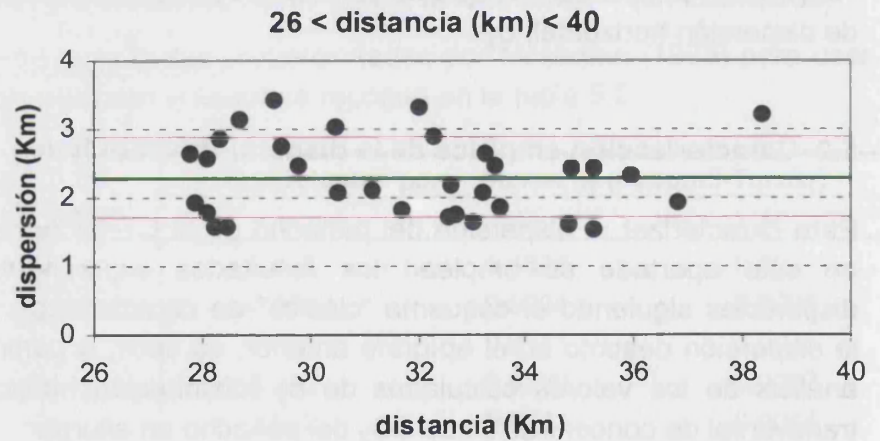
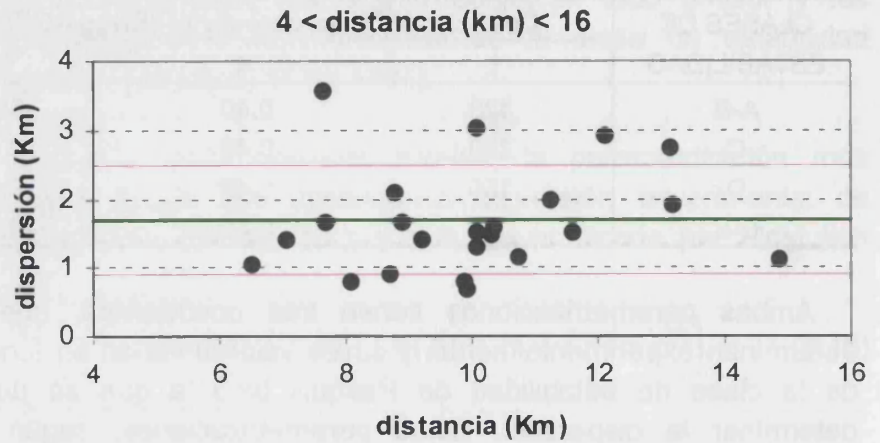
Como paso previo a la caracterización empírica de la dispersión atmosférica de las emisiones de la CT, es necesario verificar la validez de las medidas experimentales del coeficiente de dispersión transversal. Para ello, en este epígrafe se contrastan con el modelo estadístico de difusión de Taylor (1921), sintetizado anteriormente.

Para determinar experimentalmente la dependencia de la difusión transversal (σ_y) como función de la velocidad media, y dada la geometría y distribución espacial de la red de carreteras



Gráfico 5.2

Representación, por grupos de distancias, de la dispersión en función de la distancia. Se observa una similar desviación de la dispersión en todos los casos, y, para cada grupo de distancias, una independencia del valor de la dispersión con la distancia. En línea verde se representa el valor medio (tabla 5.4); y en entre líneas continuas rojas el intervalo de la desviación típica.



empleada (descrito en el capítulo dos), se agruparon todas las medidas de σ_y en tres grandes grupos, situados a distancias sustancialmente diferentes del foco emisor, de tal manera que en el primer grupo se encuentran todas aquellas registradas entre los 4 y 16 Km de la chimenea; en el segundo, las situadas entre los 26 y 40 Km; y el tercero, para las medidas efectuadas a más de 40 Km de la chimenea (gráfico 5.2).

En cada una de las representaciones de la dispersión vs. la distancia (gráfico 5.2, a, b c) se observa como la desviación en la dispersión presente en las medidas experimentales no sigue una pauta determinada por la variación de la distancia. Es más, la tendencia general de las nubes de puntos obtenidas para distancias comprendidas entre los 4 y 16 Km, los 26 y 40 Km y los 46 y 56 Km, es de horizontalidad (pendiente cero).

Por otro lado, la desviación típica observada (respecto del valor medio, tabla 5.4) no es achacable a errores de medida y/o cálculo de la dispersión (ni aleatorios, puesto que sí hay una pauta creciente entre los tres grupos de distancias, ni sistemáticos, por no presentar la desviación de la dispersión dentro de cada grupo de distancias una distribución sesgada respecto al valor medio).

En cada uno de los tres gráficos (gráfico 5.2, a, b, c), las variaciones de la dispersión experimental obtenidas a distancias fijas (por ejemplo, a 10 kilómetros hay valores experimentales de la dispersión que oscilan entre los 0.9 y los 3 kilómetros) se deben fundamentalmente a variaciones en las condiciones de transporte (diferentes velocidades del viento medio, en diferentes días de medida), tal y como se pone de manifiesto en el siguiente epígrafe.

	<i>Dispersión media</i>	<i>Desv. Típica</i>
	<i>Km</i>	<i>Km</i>
$4 < d(Km) < 16$	1.7	0.8
$26 < d(Km) < 40$	2.3	0.6
$d(Km) > 40$	2.7	0.4

Tabla 5.4. Valores de la dispersión media y la desviación típica de los valores de la dispersión, por grupos de distancias (gráfico 5.2), obtenidos a lo largo de diferentes campañas experimentales bajo condiciones invernales de advección del Noroeste.

Dado el error con el que se obtienen experimentalmente los coeficientes de dispersión transversal (al menos 1 km, ver capítulo dos), existen límites espaciales (rangos de distancias del orden de 8-10 kilómetros, gráficos 5.2 y tabla 5.4) dentro de los cuales no es posible discriminar, mediante el procedimiento experimental empleado, la variación de la dispersión transversal con la distancia. Además, esta limitación puede verse acentuada para

condiciones de transporte asociadas a velocidades de transporte elevadas; en las que el penacho presentará dispersiones transversales bajas en rangos del orden de 10 kilómetros (ecuaciones 5.8, 5.11 y 5.12). Por ello, en una primera aproximación y para cada grupo de distancias, las variaciones detectadas en la estimación de las σ_y se atribuyen, fundamentalmente, a las variaciones en las velocidades de transporte del penacho (gráfico 5.3).

Se ha representado (gráfico 5.3), para cada grupo de distancias, la dispersión determinada experimentalmente como función de la velocidad media del transporte del penacho (que se ha supuesto proporcional, según un perfil logarítmico [EPA; 2000], a la velocidad del viento registrada en la estación meteorológica de Morella).

Se ha calculado el ajuste¹¹ de los puntos experimentales a una ley potencial de la velocidad de transporte, ecuación 5.17, para poder comparar su evolución (tabla 5.5) con la variación teórica según el modelo de Taylor (línea discontinua en el gráfico 5.3), ecuación 5.11.

En la representación gráfica de los resultados (gráfico 5.3), se ha incluido el ajuste al modelo de Taylor de los datos experimentales (línea continua), y también se ha representado la variación teórica según ese mismo modelo (línea discontinua).

Respecto a los grupos de distancias comprendidos, por un lado, entre los 4 y 16 Km y, por el otro, entre los 26 y 40 Km; se ha obtenido una distribución que ajusta bastante bien a la ley potencial de Taylor (ecuación 5.17 y tabla 5.5)

$$\sigma_y = a \cdot u^b \quad (5.17)$$

Los ajustes no se han realizado para distancias mayores de 40 Km por falta de un número suficiente de medidas experimentales. A estas distancias, los transectos realizados que reúnen las restricciones geométricas impuestas para realizar el cálculo de la dispersión transversal son muy escasos [Palau, J.L.; 2001], debido tanto a la propia geometría de las carreteras como al hecho de la gran amplitud espacial que llega a tener el penacho para velocidades de transporte inferiores a 10 m/s.

¹¹ Los ajustes se han realizado con el paquete estadístico, de distribución comercial, SPSS ver. 9.0.1.

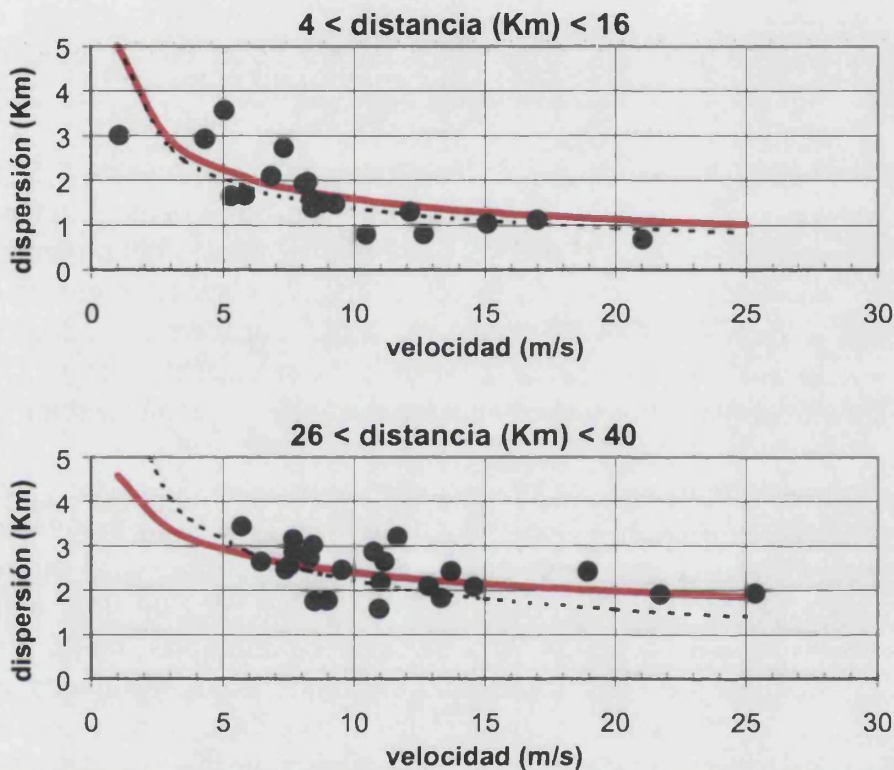


Gráfico 5.3

Representación de la dispersión frente a la velocidad del viento medio, para dos grupos de distancias (gráfico 5.2). La línea continua es el ajuste de los datos; la discontinua es la dependencia teórica según el modelo de Taylor.

	Coeficientes		Parámetros de ajuste (estadísticos)							
	a	b	N	ES(a)	ES(b)	Sig T(a)	Sig T(b)	R ²	ES	Sig F
4 < d(Km) < 16	5.0	-0.56	19	1.2	0.11	0.0008	0.0001	0.59	0.3	0.0001
26 < d(Km) < 40	4.6	-0.28	23	1.2	0.11	0.0009	0.0190	0.24	0.19	0.0190

Tabla 5.5

Resultados de los ajustes de los datos experimentales a la función $\sigma_y = a \cdot u^b$.
 ES: Error estándar; Sig T: significación T (ídem con F). Los paréntesis (a), (b) indican que el estadístico hace referencia a ese coeficiente.

Los estadísticos incluidos en la tabla anterior (tabla 5.5) tienen el significado habitual:

- N; número de puntos empleados en el ajuste (nº de perfiles promedios).
- R²; varianza explicada o ponderada del ajuste.
- ES; error estándar del modelo.
- ES(a); error estándar del valor ajustado del coeficiente a.
- Sig T(a); significación estadística del valor ajustado del coeficiente a (a partir de la distribución T).
- Sig F; significación estadística del modelo¹² (a partir de la distribución F).

¹² Es de general aceptación el siguiente criterio: $F \sim 0$ (***) , excelente significación), $F \sim 0.001$ (** ; muy significativo); $F \sim 0.01$ (* ; significativo); $F \geq 0.05$ (• ; poco significativo).

Como ya se comentó, el modelo de Taylor predice un valor constante del factor "b" de -0.5 (ecuación 5.11); no así para el valor del factor de escala "a", el cual depende de la escala de tiempos Lagrangiana y de la desviación típica de la velocidad transversal al viento medio (que dependen de las características de la turbulencia durante el tiempo de transporte)

Los resultados obtenidos (coeficientes "b" de la tabla 5.5) se ajustan bien al resultado teórico. Con los datos experimentales disponibles, no es posible hacer ninguna valoración del parámetro "a" ajustado, ya que no se dispone ni de registros experimentales de la desviación típica de la velocidad transversal ni de, por ejemplo la altura de la capa límite o de la velocidad de fricción para determinar la escala de tiempo lagrangiano (capítulo seis).

No obstante, respecto a los estadísticos globales del ajuste y para distancias próximas a la chimenea, se ha obtenido una muy buena significación estadística del modelo empleado, con errores estándar del 30% y una varianza explicada de los datos experimentales del 59%. Para distancias intermedias, de 26 a 40 Km de la chimenea, se sigue obteniendo unos resultados del ajuste estadísticamente significativos, aunque disminuye a un 25% la varianza explicada. Este resultado es admisible atendiendo al hecho de que a estas distancias, hay una falta de datos experimentales en un rango suficientemente amplio de velocidades. A velocidades de viento bajas (por debajo de 6 m/s), la dispersión horizontal alcanzada por el penacho es tan elevada que la mayoría de los transectos realizados, a la hora de promediarlos, no cumplen las restricciones geométricas y por tanto sus valores de σ_y no se han empleado en este análisis. Este hecho provoca que tanto la varianza explicada como la significación estadística del modelo potencial no sean tan "buenas" como las obtenidas para distancias próximas a la chimenea. Los datos experimentales disponibles (asociados a velocidades de transporte superiores a 6 m/s) entran en la zona asintótica de la ley de Taylor, con lo que una representación lineal es suficiente (desde un punto de vista estadístico es más significativo).

Analizando los resultados del ajuste para cada uno de los coeficientes, se observa que en cualquier caso son estadísticamente significativos ambos coeficientes. Los resultados menos significativos se corresponden con el parámetro correspondiente a la potencia en los casos de distancias intermedias. La explicación a este hecho es la misma que la

descrita en el párrafo anterior al analizar la significación del modelo global; al haber escasez de puntos experimentales a velocidades de viento bajas, estadísticamente no es tan significativo el utilizar el parámetro "b", de la potencia, (todo lo contrario a lo que ocurre con el mismo parámetro a distancias cortas) y un solo parámetro (el "a", que jugaría el papel de la pendiente en un modelo lineal de un solo parámetro) es estadísticamente significativo. No obstante, aunque una significación de 0.019 no es "excelente", sí que es "aceptable".

Los errores estándar de los coeficientes son también aceptables, atendiendo al tipo de medidas experimentales con las que se está tratando. Se corresponden con los errores relativos presentados en la tabla 5.6

	Errores relativos	
	Er (a)	Er (b)
4 < d(Km) < 16	0.240	0.196
26 < d(Km) < 40	0.261	0.393

Tabla 5.6

Errores relativos, para cada proyección, de los coeficientes del ajuste.

5.2.2 Contribución de la distancia de transporte, $\sigma_y = \sigma_y(d)$

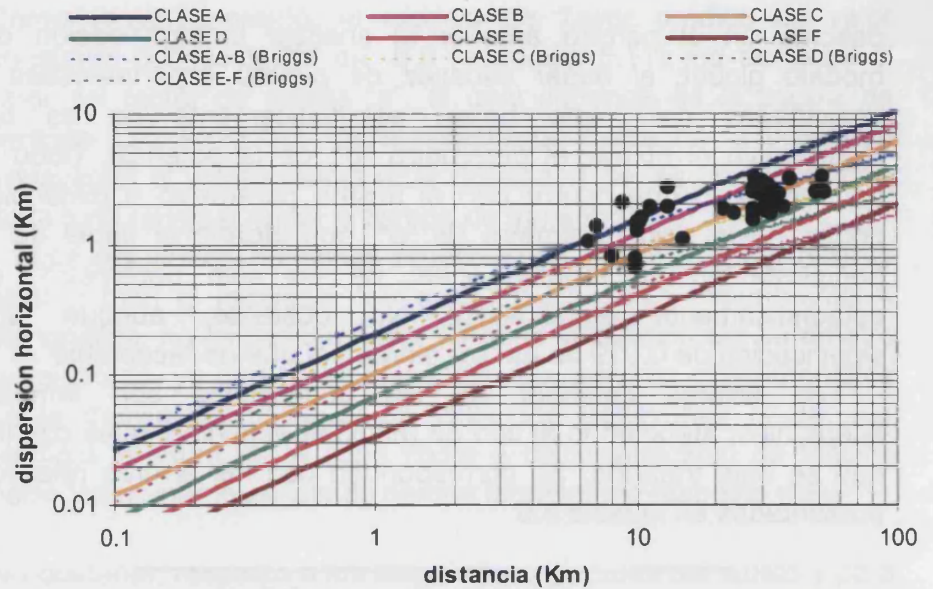
A continuación se presentan los resultados experimentales de la variación experimental de los valores de la dispersión transversal con la distancia entre el foco emisor y el plano efectivo (o plano perpendicular a la dirección promedio de transporte, ver anexo E para más información).

En el gráfico 5.4 (y con mayor detalle en gráficos 5.5), se presentan los resultados experimentales superpuestos a las curvas de dispersión propuestas por Pasquill (líneas continuas) para entornos no urbanos pero con topografía no compleja y por Briggs (líneas discontinuas) para entornos urbanos que por sus características aerodinámicas (de mayor rugosidad) se asemejarían más al comportamiento en entornos más complejos que los referidos por Pasquill (apartado 5.1.4 de este capítulo).

Conviene remarcar, una vez más, que los resultados experimentales presentados a lo largo de este capítulo se corresponden con días de campaña en los que la estabilidad atmosférica era de ligeramente estable a neutra (tipos E y D, según la clasificación de estabilidad de Pasquill), y en los que la situación sinóptica era de advección del noroeste (epígrafe 5.1.2).

Gráfico 5.4

Resultados experimentales de la dispersión transversal en función de la distancia al foco emisor. Las líneas se corresponden con los comportamientos previstos por Pasquill (líneas continuas) y Briggs (líneas discontinuas) para entornos rurales y urbanos, respectivamente. Para un mayor detalle ver gráfico 5.5.



Con los datos experimentales medidos en el entorno de la CT y empleando los resultados “previstos” por las dos aproximaciones semi-empíricas de Pasquill-Turner y de Briggs-Gifford (ecuaciones 5.15 y 5.16), se han hecho diagramas de dispersión (gráficos 5.5) a partir de los cuales se han cuantificado las discrepancias entre las medidas experimentales de la dispersión del penacho de la CT, y las previstas por ambas aproximaciones (tablas 5.7).

A la vista de los resultados (gráficos 5.5 ; y tablas 5.7), parece claro que existen discrepancias fundamentales en el comportamiento dispersivo del penacho de la Central Térmica de Andorra respecto del esperado según las pautas de dispersión establecidas por Pasquill y por Briggs.

Los valores experimentales exceden, significativamente, a los valores esperados para escenarios dispersivos con clases de estabilidad E o D (tabla 5.1).

En el gráfico 5.5 y en la tabla 5.7, de entre todos los posibles, únicamente se han presentado, por un lado, los resultados que mejor ajuste han dado y, por el otro, los correspondientes a las clases de estabilidad E y D (dado que bajo estas condiciones de estabilidad fueron con las que se realizaron las medidas experimentales).

Desde un punto de vista cualitativo, gráficas 5.4 y 5.5, la práctica totalidad de los valores experimentales se encuentran por encima de las curvas de clase D de Pasquill y de Briggs, siendo la zona de mayor agrupamiento de puntos la situada entre las curvas

correspondientes a estabilidades de clases A, B y C (condiciones inestables).

Desde un punto de vista cuantitativo, la magnitud de los errores calculados estadísticamente (tabla 5.7) inequívocamente muestra la magnitud de la incoherencia, para entornos orográficos complejos, entre las parametrizaciones semiempíricas de Pasquill-Turner y de Briggs-Gifford, y la clasificación de estabilidad propuesta por Pasquill (tabla 5.1).

Para la aproximación de Pasquill-Turner, mientras el ajuste para la clase de estabilidad C tiene un error cuadrático medio sistemático (MSEs) del 2% del error cuadrático medio total (MSE); los ajuste para las clases de estabilidad D y E presentan errores sistemáticos del 86% y 95% respectivamente. Además, la contribución mayor a estos errores sistemáticos se corresponden a la contribución proporcional (de la pendiente) al error sistemático (MSEp). Por otro lado, el parámetro adimensional de acuerdo¹³, es mucho mayor (y próximo a uno) para el caso del ajuste con la clase C (valor de 0.81) que con las clases D (con valor, 0.62) y E (con valor, 0.52).

Para la aproximación de Briggs-Gifford, que tiene asumida una mayor intensidad de la turbulencia por la mayor rugosidad del terreno urbano, el mejor ajuste entre los valores experimentales y los de la parametrización de Briggs-Gifford se encuentra asumiendo una clase de estabilidad A-B. En este caso, el índice de acuerdo es del 82% frente al 57% y el 47% obtenidos asumiendo las clases de estabilidad D y E-F respectivamente. El error sistemático calculado, en el mejor de los ajustes, es del 30%; frente al 97% y el 100% que se obtienen con las clases de estabilidad bajo las que se realizaron las medidas experimentales.

Como resultado del análisis de estos datos experimentales se ha constatado que, de aplicar la clasificación de estabilidad propuesta por Pasquill-Turner (1961-67), es necesario incrementar al menos entre dos y tres la clase de estabilidad en entornos con topografía compleja, dadas unas situaciones atmosféricas determinadas.

La rugosidad del terreno, no hace más que potenciar la turbulencia mecánica y, por tanto, incrementar la capacidad dispersiva de la atmósfera. Ahora bien, dispersiones mayores implican diferentes parametrizaciones de las curvas de dispersión. Éstas pueden realizarse, o bien incrementando los coeficientes

¹³ El índice de acuerdo indica el grado con el que la variación observada es estimada con exactitud por la variación simulada [Willmott, C.J.; 1981].

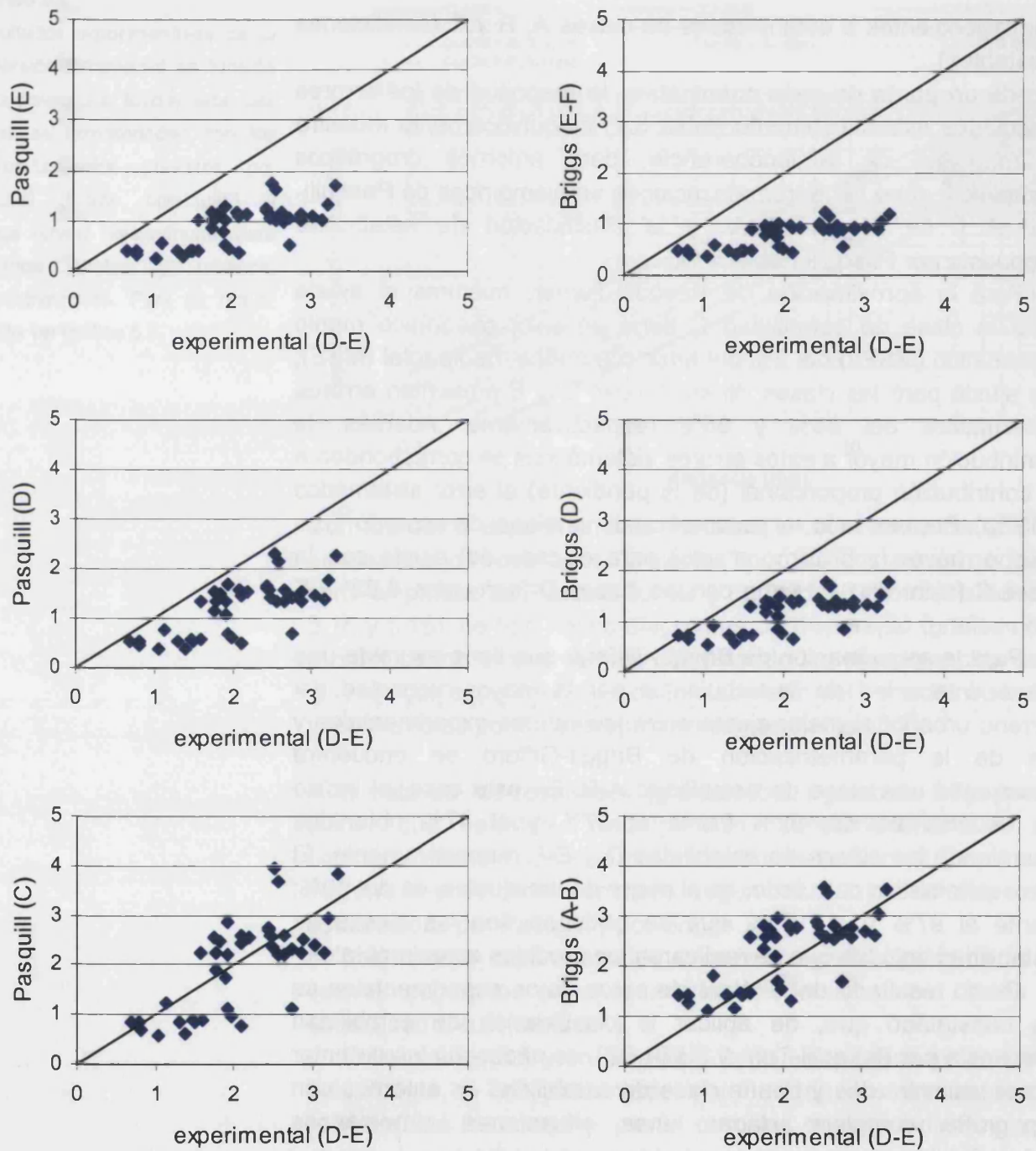


Gráfico 5.5

Diagramas de dispersión entre las medidas experimentales de la dispersión de la central térmica de Andorra (Teruel) y de las dispersiones horizontales previstas por las aproximaciones semiempíricas de Pasquill-Turner y de Briggs-Gifford. Las medidas experimentales se realizaron bajo condiciones meteorológicas de estabilidad D y E (según la clasificación de Pasquill); no obstante, éstas se ajustan mejor (tablas 5.7) a los valores previstos por la clase de estabilidad C, según la parametrización de Pasquill-Turner; y por la clase A-B, según la parametrización de Briggs-Gifford.

	m	b	ES(m)	ES(b)	p-valor (m)	p-valor (b)
PASQUILL (C)	0.94	0.04	0.15	0.34	<0.0001	<0.0001
PASQUILL (D)	0.55	0.07	0.09	0.19	<0.0001	<0.0001
PASQUILL (E)	0.42	0.04	0.07	0.15	<0.0001	<0.0001

	RMSE	RMSE_u	RMSE_s	RMSE_a	RMSE_p	RMSE_i
PASQUILL (C)	0.67	0.66	0.10	0.04	0.13	-0.10
PASQUILL (D)	1.01	0.38	0.93	0.07	1.00	-0.35
PASQUILL (E)	1.28	0.29	1.25	0.04	1.28	-0.30

	MSE_u/MSE	MSE_s/MSE	MSE_a/MSE	MSE_p/MSE	MSE_i/MSE	d
PASQUILL (C)	0.98	0.02	0.00	0.04	-0.02	0.81
PASQUILL (D)	0.14	0.86	0.00	0.98	-0.12	0.62
PASQUILL (E)	0.05	0.95	0.00	1.01	-0.06	0.52

	m	b	ES(m)	ES(b)	p-valor (m)	p-valor (b)
BRIGGS (A-B)	0.73	0.80	0.11	0.25	<0.0001	<0.0001
BRIGGS (D)	0.37	0.40	0.06	0.13	<0.0001	<0.0001
BRIGGS (E-F)	0.25	0.27	0.04	0.09	<0.0001	<0.0001

	RMSE	RMSE_u	RMSE_s	RMSE_a	RMSE_p	RMSE_i
BRIGGS (A-B)	0.58	0.49	0.32	0.80	0.59	-0.94
BRIGGS (D)	1.05	0.25	1.04	0.40	1.40	-1.02
BRIGGS (E-F)	1.40	0.17	1.40	0.27	1.65	-0.92

	MSE_u/MSE	MSE_s/MSE	MSE_a/MSE	MSE_p/MSE	MSE_i/MSE	d
BRIGGS (A-B)	0.72	0.30	1.89	1.03	-2.62	0.82
BRIGGS (D)	0.05	0.97	0.14	1.77	-0.95	0.57
BRIGGS (E-F)	0.01	1.00	0.04	1.39	-0.43	0.47

Tabla 5.7

Análisis estadístico de las discrepancias entre las medidas experimentales de la dispersión de la central térmica de Andorra (Teruel) y las dispersiones horizontales previstas por las aproximaciones semi-empíricas de Pasquill-Turner y de Briggs-Gifford. Las medidas experimentales se realizaron bajo condiciones meteorológicas de estabilidad D y E (según la clasificación de Pasquill); no obstante, estas tablas cuantifican el mejor ajuste (tablas 5.7) de las observaciones a los valores previstos por la clase de estabilidad C, según la parametrización de Pasquill-Turner; y por la clase A-B, según la parametrización de Briggs-Gifford. NOMENCLATURA (anexo A): m : pendiente del ajuste; b : ordenada en el origen del ajuste; ES : Error estándar; MSE : Error cuadrático medio; MSE_u: Error cuadr. medio no sistemático; MSE_s: Error cuadr. medio sistemático; MSE_a: Error cuadr. medio aditivo ; MSE_p : Error cuadr. medio proporcional; MSE_i: Error cuadr. medio de interdependencia; d: índice de acuerdo. Las R indican la raíz.

que determinan las curvas de dispersión establecidas para entornos con características topográficas diferentes a las de la zona que nos ocupa (casos de las de Pasquill-Turner o Briggs-Gifford), o estableciendo unas nuevas parametrizaciones, tal y como hicieron Briggs y Gifford para establecer el comportamiento dispersivo en entornos urbanos de manera diferencial al establecido por Pasquill y Turner para entornos rurales.

5.3 Parametrización estadística de la dispersión en entorno topográfico complejo

En apartados anteriores ya se ha mostrado como los resultados experimentales obtenidos bajo condiciones invernales advectivas, discrepan con las curvas de difusión de Pasquill y de Briggs en la medida en la que existe una discrepancia entre la clasificación de las clases de estabilidad establecidas por Pasquill para entornos rurales y las condiciones reales de dispersión en un entorno con topografía compleja. Cabe, pues, realizar un ajuste de los datos experimentales a las parametrizaciones de la dispersión más habituales: la exponencial, la de Pasquill-Turner y la de Briggs-Gifford (apartado 5.1.4a).

En el gráfico 5.6 están representados los ajustes de los datos experimentales a las tres parametrizaciones a las que se ha hecho mención anteriormente.

5.3.1 Parametrización exponencial

Ya se comentó que el modelo de Taylor es de tipo potencial, y que predice un valor constante de la potencia "h" de 0.5 (ecuaciones 5.12 y 5.19). Respecto al factor de escala, "c", se justificó su carácter secular (no es un valor constante en el tiempo), ya que este depende de las características turbulentas de la atmósfera durante el tiempo de transporte:

$$\sigma_y = c \cdot d^h \quad (5.19)$$

donde, como ya se indicó, c depende de la clase de estabilidad atmosférica, y h, por coherencia con la Teoría estadística de Taylor es del orden de 0.5 .

El resultado del ajuste al modelo de Taylor (línea discontinua del gráfico 5.6), se presentan en la tabla 5.8.

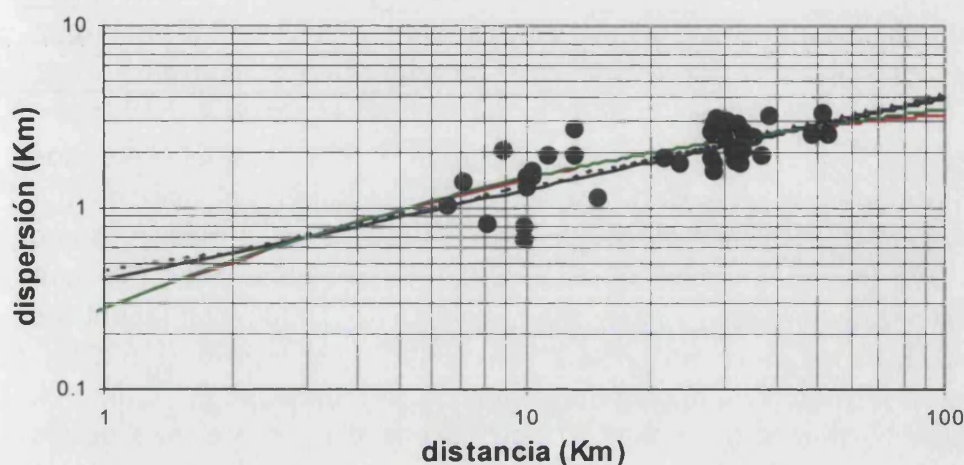


Gráfico 5.6

Línea discontinua, ajuste según parametrización de Taylor; línea roja, ajuste según parametrización de Pasquill-Turner; línea verde, ajuste según parametrización de Briggs-Gifford. La línea continua negra es la evolución teórica según el modelo de Taylor.

	Coeficientes		Parámetros de ajuste (estadísticos)							
	c	h	N	ES(c)	ES(h)	Sig T(c)	Sig T(h)	R ²	ES	Sig F
$\sigma_y = c \cdot d^h$	0.46	0.47	41	0.10	0.07	0.0001	0.0000	0.53	0.27	0.0000

En la tabla 5.8 se observa una buena significación estadística del ajuste realizado con los valores experimentales; con varianzas explicadas superiores al 50% y errores estándar del parámetro "h", del 7%.

Tabla 5.8

Resultados del ajuste de los datos experimentales a la función $\sigma_y = c \cdot d^h$.

ES: Error estándar; Sig T: significación T (idem con F). Los paréntesis (a), (b) indican que el estadístico hace referencia a ese coeficiente.

5.3.2 Parametrizaciones de Pasquill-Turner y Briggs-Gifford

Como ya se introdujo anteriormente, la parametrización propuesta por Turner para describir la dispersión rural de Pasquill, es:

$$\sigma_y = \exp\left(L + M \cdot \ln(d) + N \cdot [\ln(d)]^2\right) \quad (5.20)$$

y la parametrización de Gifford de la dispersión urbana de Briggs:

$$\sigma_y = L \cdot d \cdot (1 + M \cdot d)^N \quad (5.21)$$

Al ajustar los valores experimentales presentados en este trabajo a estas dos parametrizaciones, se obtienen los resultados presentados en la tabla 5.9.

Los ajustes están representados en el gráfico 5.6 (línea roja, Pasquill-Turner; línea verde, Briggs-Gifford).

	Coeficientes			Parámetros de ajuste (estadísticos)				
	L	M	N	N	ES(L)	ES(M)	ES(N)	R ²
TURNER	5.65	0.88	-0.08	41	1.20	0.81	0.13	0.52
BRIGGS	321.8	0.19	-0.74	41	32.60	0.57	0.46	0.52

Tabla 5.9

Resultados de los ajustes de los datos experimentales a las parametrizaciones de Pasquill-Turner y de Briggs-Gifford.

ES: Error estándar. Los paréntesis (L), (M), (N) indican que el estadístico hace referencia a ese coeficiente.

Para realizar el ajuste se impusieron, por analogía con los coeficientes propuestos por Turner y Gifford, las restricciones $M \geq 0$, $N \leq 0$. En el proceso iterativo de ajuste, se utilizaron, como condiciones iniciales, los coeficientes de las tablas 5.2 y 5.3 para condiciones de estabilidad A y B (obteniéndose idénticos resultados en ambos casos).

Al intercomparar los valores de los tres coeficientes, L, M y N, de las tablas 5.2 y 5.3, se aprecia una clara semejanza de los valores ajustados a los datos experimentales con los valores presentes en la bibliografía para clases de estabilidad de tipo A, en el caso de la parametrización de Pasquill-Turner, y de tipo A-B para el caso de la parametrización de Briggs-Gifford. No obstante, hay que recordar que, según los criterios de clasificación de clases de estabilidad propuestos por Pasquill, los días de campaña correspondientes a los datos experimentales empleados se corresponden con situaciones bajo condiciones de estabilidad D y E.

5.4 Conclusiones

El procedimiento de obtención de los coeficientes dispersivos a partir de los datos experimentales ha sido validado contrastando los resultados obtenidos con el modelo estadístico de Taylor; obteniéndose grados de confianza del 70% para distancias próximas al foco emisor (<16 km) y del 80% para intermedias (<40 km); tabla 5.5.

Al contrastar los mismos datos experimentales con algunas parametrizaciones clásicas de la dispersión se ha observado una discrepancia significativa entre ambos, achacable a la turbulencia mecánica inducida por la topografía compleja que caracteriza la zona de estudio. También se ha manifestado una incongruencia entre estas parametrizaciones y el esquema de clasificación de las condiciones de estabilidad atmosférica en las que se basan.

Por un lado se consideraron exclusivamente las medidas de los coeficientes de dispersión efectuadas en días "catalogados" como

estables o neutros según la clasificación de Pasquill (a partir de la velocidad del viento, la radiación solar y de sondeos meteorológicos); por el otro, se comparó el ajuste de los valores experimentales con las parametrizaciones clásicas de la dispersión para entornos rurales y urbanos.

Desde un punto de vista estadístico, y bajo condiciones invernales de advección del Noroeste (con clases de estabilidad atmosférica D y E), los valores experimentales de la dispersión de un penacho elevado se corresponden con hasta tres clases de estabilidad por encima (más inestables) que los que se deducen a partir de los registros de viento y radiación solar a nivel del suelo. En este sentido, se ha comprobado que los registros experimentales de la dispersión horizontal del penacho de la CT se ajustan mejor a las dispersiones previstas por Pasquill-Turner para la clase de estabilidad atmosférica C; y a las previstas por Briggs-Gifford para la clase de estabilidad A-B.

Caso de emplear estas parametrizaciones clásicas, es necesario corregir adecuadamente las condiciones dispersivas asociadas al régimen de vientos, registros de radiación total y perfiles verticales de temperatura. Esta corrección puede hacerse, desde un punto de vista clásico, o bien reclasificando las clases de estabilidad de Pasquill; o bien, tal y como se ha cuantificado en el apartado 5.3, particularizando diferentes parametrizaciones de la dispersión atmosférica a un entorno orográfico complejo, ajustando estadísticamente a valores experimentales de la dispersión atmosférica (obtenidos previamente).

No obstante, aunque este tipo de escenarios dispersivos (advección del Noroeste) es el más frecuente durante los meses invernales, durante el periodo estival no es así (primer bloque temático).

Para poder caracterizar los escenarios estivales más recurrentes, en los que no son en absoluto asumibles las condiciones flujo estacionario ni de homogeneidad horizontal, es necesario emplear otra metodología basada en la resolución de las ecuaciones hidrodinámicas del campo de vientos troposférico y de una parametrización del campo de turbulencia que asuma sus anisotropías y su carácter intrínsecamente no estacionario.

Caracterización numérica de la dispersión

*La teoría es asesinada, tarde o temprano,
por la experiencia*

A. Einstein

Como se ha puesto de manifiesto en el capítulo anterior, las descripciones clásicas de la dispersión atmosférica consideran que ésta únicamente depende de tres variables: la distancia al foco emisor, el módulo de la velocidad del viento (o velocidad de advección de los contaminantes) y la radiación total registrada en el suelo.

Por un lado, la clasificación de estabilidades de Pasquill categoriza la capacidad dispersiva de la atmósfera a partir de las dos últimas (del módulo de la velocidad del viento en superficie y de la radiación total); y, por otro lado, bajo condiciones estacionarias y homogéneas (al menos, bajo condiciones de homogeneidad horizontal) las dos primeras, velocidad de advección (transporte) y distancia al foco emisor, dejan de ser independientes.

Desde esta perspectiva (clasificando la capacidad dispersiva de la atmósfera) y asumiendo estas hipótesis (campo de vientos

homogéneo y estacionario), tradicionalmente se vienen aceptando (incluso hasta nuestros días) formulaciones “monodimensionales” (considerando una única variable independiente) propuestas por diferentes autores (como, por ejemplo, las discutidas a lo largo del capítulo anterior: la formulación semiempírica de Taylor y las parametrizaciones experimentales de Pasquill-Gifford y Turner-Briggs).

Estas formulaciones, pese a su generalizada aplicación en estudios dispersivos en distancias de hasta 30 km de la fuente [COST 710, 1998], únicamente describen condiciones dispersivas muy concretas (campo de turbulencia homogéneo y estacionario). Éstas, características de países con climas fríos y orografías suaves, no pertenecen al grupo que constituirían las condiciones más representativas de, en general, la Península Ibérica y, en particular, del área de estudio en el que se centra esta tesis (primer bloque temático de esta memoria), [Bolle, H.J.; 2003], [Millán, M.; 2002], [Millán et al. (2); 1987], [Martín, M. et al.; 1991].

Además de las tres magnitudes anteriores (distancia, módulo de la velocidad y radiación), existen otros factores/magnitudes que afectan a la dispersión de contaminantes atmosféricos; entre ellos, y como más relevantes, se encuentran [COST 710, 1998]: la topografía; los usos del suelo (intercambios de calor y momento entre el suelo y la atmósfera); la distribución vertical del vector velocidad del viento (cizalladuras direccionales y del módulo de la velocidad), de la temperatura y de la turbulencia, etc.

A lo largo de este capítulo se establece una metodología que permita caracterizar el campo de turbulencia en entornos topográficos complejos y en escenarios dispersivos anisótropos y no estacionarios.

Esta metodología consiste en un sistema compuesto por un modelo lagrangiano de dispersión de partículas acoplado a un modelo mesometeorológico. El sistema de simulación empleado para caracterizar el campo de turbulencia está constituido por el modelo meteorológico no-hidrostático (mesoescala) MM5 [Grell, G.A. et al. 1995] acoplado con el modelo lagrangiano de dispersión de partículas FLEXPART [Stohl, A., 1999].

El análisis de viabilidad de este sistema, se lleva a cabo a lo largo del capítulo siete, comparando la advección y la difusión turbulenta horizontal modelizadas con medidas experimentales de la dispersión en altura de un penacho elevado; así como la

reproducción de perturbaciones orográficas locales del campo de vientos y de turbulencia (ondas a sotavento de cadenas montañosas).

6.1 La dispersión atmosférica en entornos orográficos complejos

Es evidente que la descripción de la dispersión atmosférica es dependiente de las propiedades de la capa límite planetaria. En términos generales, las propiedades básicas de esta capa atmosférica que son relevantes en el estudio de la dispersión atmosférica de contaminantes son¹: el vector velocidad del viento (que determina la advección), el grado de desarrollo de la turbulencia (que es responsable de la difusión turbulenta) y la altura de la capa límite (que determina las condiciones de contorno).

No obstante, estas propiedades atmosféricas se presentan como insuficientes bajo condiciones dispersivas en las que factores de carácter no local adquieren un papel predominante. Los forzamientos orográficos, por ejemplo, han de ser descritos de manera adecuada para poder caracterizar de forma realista la dinámica atmosférica en la mesoescala [Kitada, T. et al.; 1998], [Salvador, R.; 1999].

Algunos estudios realizados con modelos numéricos de simulación meteorológica [Mahrer, Y. y Pielke, R.A.; 1977] han mostrado que la combinación de las circulaciones de montaña con la brisa marina produce circulaciones más intensas (tanto diurnas como nocturnas) de las que se producirían de manera separada e independiente. Así mismo, Kurita et al. (1985), Assai y Mitsumoto (1978), Ookouchi et al. (1978) mostraron cómo las cadenas montañosas contribuyen a intensificar la brisa marina por efecto térmico. De este modo, la superposición y el efecto sinérgico del acoplamiento de diferentes escalas (diferentes circulaciones del viento) hacen que el flujo atmosférico en entornos orográficos complejos presente una estructura sumamente complicada y fuertemente cizallada.

De hecho, el flujo atmosférico se torna aún más complejo por el efecto de la no uniformidad de la textura del suelo y de la cubierta vegetal. Además se ha de tener en consideración que la radiación

¹ El perfil vertical de temperatura afecta a la sobre elevación de penachos y al grado de desarrollo de la turbulencia.

solar es fuertemente inhomogénea debido a las irregularidades orográficas en topografías complejas.

En esta línea, tal y como puso de manifiesto Hunt et al. (1991), algunas de las aproximaciones existentes para describir el campo de vientos, se basan en suposiciones que no son válidas en entornos orográficos complejos. Los algoritmos dispersivos más sencillos (como los modelos gaussianos e híbridos) únicamente son útiles en entornos con características del terreno, térmicas y dinámicas, muy simplificadas, y sólo pueden modelizar el impacto de penachos en las proximidades del foco emisor [Hanna, S.R. y Strimaitis, D.G.; 1990].

Durante los últimos años se han desarrollado modelos que, a diferencia de las descripciones clásicas, pretenden describir la dispersión atmosférica en términos de los parámetros fundamentales que se emplean en los modelos mesometeorológicos para caracterizar el flujo de viento (como el vector velocidad del viento, el flujo de calor superficie-atmósfera y la altura de la capa de mezcla). Este tipo de aproximaciones presenta claras ventajas respecto a las formulaciones clásicas; ya que, por un lado, se relaciona directamente la dispersión con parámetros físicos básicos (como la velocidad del viento o el calentamiento/enfriamiento del aire más cercano a la superficie de la corteza terrestre); y, por el otro lado, no presenta las limitaciones de las formulaciones clásicas ni en cuanto a la distancia al foco emisor ni en lo referente a la complejidad de la orografía.

En lo referente a la no limitación con la distancia al foco emisor, cabe resaltar que, a diferencia de las aproximaciones clásicas, las nuevas formulaciones consideran las variaciones del campo de turbulencia con la altura y la distancia².

En relación a la complejidad orográfica del área de estudio, conforme ésta aumenta también lo hacen las condiciones de anisotropía y de no-estacionariedad.

Por todo ello, a la hora de describir numéricamente los escenarios dispersivos en los que el penacho elevado de la Central Térmica de Andorra es transportado, los modelos gaussianos no pueden ser aplicados ni en entornos complejos en los que la turbulencia mecánica induce una importante cizalladura vertical en el campo de

² *En descripciones de la dispersión atmosférica a grandes distancias (superiores a 30 kilómetros) la variación espacio-temporal de las condiciones meteorológicas no es una cuestión trivial [COST 710, 1998].*

vientos, ni bajo condiciones dispersivas intensamente convectivas (caracterizadas por campos de vientos y de turbulencia no estacionarios y anisótropos), ni en situaciones en las que se acoplan las características anteriores (Millán, 1987).

Bajo condiciones de cizalladura direccional e inhomogeneidad del campo de vientos, la descripción dispersiva que incluye velocidades locales (eulerianas) y/o simplificaciones de tipo gaussiano en la distribución de concentraciones de la masa de aire a dispersar (como es el caso de los modelos Lagrangianos de puff), vienen siendo tradicionalmente cuestionadas [Boybeyi, Z.; 2000: Caps. 6 y 7], [Brown, M.J. et al.; 1993].

Mientras los modelos Eulerianos de dispersión requieren la solución (numérica o exacta) de la ecuación de advección-difusión [Slade, D.H.; 1968], los modelos lagrangianos de dispersión de partículas (LPD) se basan en el uso del concepto de "partícula" (volumen infinitesimal de aire) que permite obviar el tratamiento explícito de los procesos de transporte, asumiendo que los contaminantes atmosféricos (representado por un conjunto de "partículas") evolucionan según un proceso de Markov (de acuerdo con una ecuación diferencial estocástica) [Zannetti, P.; 1994].

Considerando todo ello, las ventajas del empleo de un sistema de simulación numérica constituido por un modelo meteorológico no-hidrostático y un modelo dispersivo acoplado al primero son evidentes. En este tipo de sistemas acoplados, el modelo meteorológico no-hidrostático calcula los campos de viento tridimensionales inhomogéneos y no estacionarios, y el modelo dispersivo los campos tridimensionales de concentraciones. Investigaciones efectuadas desde años atrás, por ejemplo, por Yamada et al. (1992), Physick, W.L. et al. (1994), Boybeyi et al. (1995), Anfossi et al. (1998), Tinarelli et al. (2000) y Carvalho et al. (2002), son buenos ejemplos de las potencialidades de este tipo de sistemas.

El empleo de un modelo meteorológico no-hidrostático se hace aún más necesario en entornos topográficos complejos y/o en las regiones en las que los procesos mesoescalares rigen el flujo de aire. En entornos caracterizados por una o ambas de estas características, las simplificaciones de la ecuación vertical del movimiento de los modelos hidrostáticos no son asumibles [COST 710, 1998].

6.2 Modelos LPD (Lagrangianos de Dispersión de Partículas)

Como paso previo a la descripción de la metodología empleada en esta tesis para describir el campo de turbulencia en el entorno de la CT de Andorra; en este epígrafe se describen los fundamentos físicos y las diferentes aproximaciones matemáticas que han sido implementadas en los modelos de dispersión de partículas. También se presenta una clasificación de estas aproximaciones, atendiendo a las hipótesis físicas sobre las que fueron desarrolladas.

A diferencia de Sawford (1985), que realizó una amplia revisión de la literatura relativa a los modelos LPD³ con el fin de identificar las principales contribuciones al cálculo de los campos de concentración promedio de contaminantes atmosféricos, en este epígrafe se hace una revisión de las diferentes aproximaciones lagrangianas con el fin de identificar a qué escenarios dispersivos se adecuan más cada una de estas aproximaciones.

En los modelos LPD, la velocidad y la posición de cada partícula se asume que evoluciona según un proceso de Markov (Wilson y Sawford, 1996), anexo F, de acuerdo con la ecuación general de Langevin⁴ para la velocidad de una partícula "i" (Thomson, 1987),

$$dv_i = a_i(\vec{x}, \vec{v}, t)dt + b_{ij}(\vec{x}, \vec{v}, t)dW_j \quad (6.1)$$

donde

- dW_j son las componentes diferenciales de un proceso de Wiener (anexo F), con media cero y varianza dt ; y con cada componente independiente de las otras y no correlacionadas en el tiempo.
- a y b son funciones de la posición, la velocidad y el tiempo. "a" se corresponde con el término de deriva (o de tendencia) y "b" con el de difusión.

Las posiciones de las partículas se calculan a partir de

$$dx_i = v_i dt \quad (6.2)$$

³ Modelos Lagrangianos de Dispersión de Partículas.

⁴ La ecuación de Langevin es una ecuación diferencial estocástica. Este tipo de ecuaciones son tema de estudio en la rama derivada del análisis aplicado llamada, Ecuaciones Diferenciales Estocásticas.

donde

$$\begin{aligned}x_1 &= x; x_2 = y; x_3 = z \\v_1 &= u; v_2 = v; v_3 = w\end{aligned}\quad (6.3)$$

que se implementa (ecuación 6.2) en los modelos LPD como

$$\begin{aligned}X(t + \Delta t) &= X(t) + (u + u')\Delta t \\Y(t + \Delta t) &= Y(t) + (v + v')\Delta t \\Z(t + \Delta t) &= Z(t) + (w + w' + w_p)\Delta t\end{aligned}\quad (6.4)$$

donde la w_p es un término adicional a la componente vertical de la velocidad que considera tanto el efecto de la deposición gravitacional de las partículas pesadas, como los fenómenos de flotabilidad.

La determinación de las componentes turbulentas de la velocidad, dependerá del proceso de Markov elegido (anexo F), [Uliasz, M.; 1994]:

- Considerando las covarianzas de la velocidad del viento.
- Despreciando las covarianzas de las componentes de la velocidad del viento.
- Despreciando las componentes horizontales de la turbulencia del campo de vientos.
- Considerando un paso de tiempo mucho más grande que la escala de tiempos lagrangiana (random walk).

A su vez, el empleo de uno u otro proceso de Markov estará determinado por el tipo de campo de turbulencia que se pretenda simular. En esta tesis, se han considerado cuatro escenarios turbulentos:

- Campo de turbulencia homogéneo, estacionario y gaussiano.
- Campo de turbulencia quasi-homogéneo, estacionario y gaussiano.
- Campo de turbulencia inhomogéneo, no estacionario y gaussiano.
- Campo de turbulencia inhomogéneo, no estacionario y no gaussiano.

El modelo LPD que se ha empleado en el contexto de la investigación presentada en esta memoria (FLEXPART) se encuadra dentro de los que emplean un esquema de Markov capaz

de describir escenarios turbulentos inhomogéneos y no estacionarios, con distribuciones del campo de turbulencia gaussianas.

6.2.1 Campo de turbulencia homogéneo, estacionario y gaussiano

Al considerar turbulencia homogénea, estacionaria y gaussiana, la ecuación general de Langevin para una partícula (ecuación, 6.1) puede simplificarse⁵

$$dv_i = a_i(v_i)dt + b_{ij}(v_i)dW_j \quad (6.5)$$

la forma concreta que adquieren los términos de deriva y difusión para cada dirección espacial (subíndice $i=1,2,3$) son:

$$a_i(v_i) = \frac{-v_i}{T_{L,v_i}} \quad (6.6)$$

$$b_{ij}(v_i) = \left(\frac{2\sigma_{v_i}^2}{T_{L,v_i}} \right)^{1/2}$$

donde,

$$\sigma_{v_1} = \sigma_u ; \sigma_{v_2} = \sigma_v ; \sigma_{v_3} = \sigma_w \quad (6.7)$$

$$T_{L,v_1} = T_{L,u} ; T_{L,v_2} = T_{L,v} ; T_{L,v_3} = T_{L,w}$$

siendo las varianzas igual al promedio de los cuadrados de la turbulencia de esa magnitud (por definición de la desviación estándar; ver anexo D, ecuación D.8).

Las T_{L,v_i} son las tres componentes de la escala de tiempo Lagrangiano (en cada una de las direcciones del espacio) y representan el tiempo durante el cual la velocidad de una partícula está correlacionada consigo misma (ver el epígrafe 5.13; ecuaciones 5.3, 5.4 y 5.5).

En este caso particular de turbulencia homogénea, estacionaria y gaussiana, la ecuación de Langevin (6.5) tiene la solución [Hurley, P. and Physick, W.; 1991]:

⁵ Ver anexo F para obtener una visión contextualizada de los diferentes esquemas de Markov en función de las características físicas del campo de turbulencia.

$$\begin{aligned}
 u'(t + \Delta t) &= R_u u'(t) + (1 - R_u^2)^{1/2} \sigma_u r_u \\
 v'(t + \Delta t) &= R_v v'(t) + (1 - R_v^2)^{1/2} \sigma_v r_v \\
 w'(t + \Delta t) &= R_w w'(t) + (1 - R_w^2)^{1/2} \sigma_w r_w
 \end{aligned}
 \tag{6.8}$$

donde

$$\begin{aligned}
 R_{x_i} &= \exp\left(-\frac{\Delta t}{T_{L,v_i}}\right) \\
 R_{x_1} &= R_u ; R_{x_2} = R_v ; R_{x_3} = R_w
 \end{aligned}
 \tag{6.9}$$

siendo las R_{x_i} funciones de autocorrelación (ecuación D.20 del anexo D), que cuantifican el grado de acoplamiento (o de semejanza en la variación) de cada componente de la velocidad del viento (medida en el instante t) consigo misma (medida en el instante $t+\Delta t$); donde Δt es un desfase temporal (paso de tiempo, en la implementación numérica de los modelos dispersivos)⁶.

El último término (ecuaciones 6.8), para cada dirección espacial, tiene una componente aleatoria, determinado por un número, r_{v_i} , que pertenece a una distribución gaussiana con media cero y varianza unidad (anexo F).

6.2.2 Campo de turbulencia inhomogéneo, estacionario y gaussiano

La ecuación de Langevin, bajo las hipótesis de homogeneidad (modificado verticalmente) y de estacionariedad, toma la forma

$$dv_i = a_i(x_i, v_i)dt + b_{ij}(v_i)dW_j
 \tag{6.10}$$

en este caso siendo el término de deriva

$$a_i(x_i, v_i) = -\frac{v_i}{T_{L,v_i}} + \delta_{i3} \frac{\partial \sigma_i}{\partial x_i} \left(\sigma_i + \frac{x_i^2}{\sigma_i} \right)
 \tag{6.11}$$

⁶ Notar que esta función de autocorrelación cumple las condiciones deducidas de la teoría estadística de Taylor (ecuación 5.5):

$\Delta t \rightarrow 0 \dots R(0) = 1$

$\Delta t \rightarrow \infty \dots R(\Delta t) \rightarrow 0$

donde se ha empleado el criterio habitual para la delta de Kronecker.

El segundo término de la ecuación 6.11, el llamado "término de corrección de deriva de la velocidad vertical", fue introducido por Legg y Raupach (1982), para evitar la acumulación espúrea de partículas en regiones del espacio caracterizadas por una baja energía cinética turbulenta. Hurley y Physick (1991) mostraron que esta forma sólo es apropiada bajo condiciones, aunque inhomogéneas, próximas a la homogeneidad.

La solución para esta ecuación de Langevin, 6.10, es [Thomson, D.J.; 1987], [Wilson, J.D. y Sawford, B.L.; 1996]

$$\begin{aligned} u'(t + \Delta t) &= R_u u'(t) + (1 - R_u^2)^{1/2} \sigma_u r_u \\ v'(t + \Delta t) &= R_v v'(t) + (1 - R_v^2)^{1/2} \sigma_v r_v \\ w'(t + \Delta t) &= R_w w'(t) + (1 - R_w^2)^{1/2} \sigma_w r_w + 2(1 - R_w) T_{L,w} \sigma_w \frac{\partial \sigma_w}{\partial z} \end{aligned} \quad (6.12)$$

Aunque la densidad decrece con la altura, la mayoría de los modelos de dispersión de partículas asumen campos de viento con densidad constante. Para capas límite profundas (con gran desarrollo vertical), esta asunción no se justifica. Stohl y Thomson (1999) desarrollaron un término de corrección de densidad para turbulencia gaussiana. Con esta corrección, el término de deriva (ecuación 6.11) adquiere la forma

$$a_i(x_i, v_i) = -\frac{v_i}{T_{L,v_i}} + \delta_{i3} \frac{\partial \sigma_i}{\partial x_i} \left(\sigma_i + \frac{x_i^2}{\sigma_i} \right) + \delta_{i3} \frac{\sigma_i^2}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x_i} \quad (6.13)$$

6.2.3 Campo de turbulencia inhomogéneo, no estacionario y gaussiano

Este modelo fue desarrollado por Thomson (1984). De manera alternativa al modelo de anterior, la ecuación de Langevin puede reexpresarse en términos de w/σ_w [Wilson, J.D. et al, 1983]:

$$d\left(\frac{w}{\sigma_w}\right) = -\frac{w}{\sigma_w} \frac{dt}{T_{L,w}} + \frac{\partial \sigma_w}{\partial z} dt + \left(\frac{2}{T_{L,w}}\right)^{1/2} dW \quad (6.14)$$

Thomson (1987) mostró que la forma w/σ_w de la ecuación de Langevin, cumple el criterio de “buena mezcla” que establece que “si un conjunto de partículas pasivas inicialmente se encuentran mezcladas uniformemente en los espacios de posición y de velocidad en un flujo turbulento, se mantendrán de esta manera con el paso del tiempo” [Rodean, H.; 1996].

La solución de la ecuación de Langevin (expresada en su forma w/σ_w) es

$$\frac{w'(t + \Delta t)}{\sigma_w(z(t + \Delta t))} = R_w \frac{w'(t)}{\sigma_w(z(t))} + \frac{\mu(t)}{\sigma_w(z(t + \Delta t))} \quad (6.15)$$

donde $\mu(t)$ es una componente aleatoria de la velocidad; cuya distribución, si es gaussiana, tiene la expresión

$$\mu(t) = (1 - R_w) T_{L,w} \sigma_w \frac{\partial \sigma_w}{\partial z} + (1 - R_w^2)^{1/2} \sigma_w r_w \quad (6.16)$$

Para el caso de turbulencia gaussiana, la velocidad de deriva $\mu(t)$ de la ecuación (16) es la mitad de la velocidad de deriva introducida por Legg y Raupach en el modelo de McNider (ecuación 6.11). Esto se debe a la formulación de la ecuación de Langevin empleada (forma w/σ_w) y es indicativo de que el término de Legg y Raupach únicamente es válido en condiciones próximas a la homogeneidad.

A partir de las ecuaciones de Thomson (6.15 y 6.16), se puede obtener la formulación de McNider (ecuación 6.12), mediante el desarrollo en serie de Taylor de $\sigma_w(z(t + \Delta t))$ hasta obtener la ecuación

$$w'(t + \Delta t) = R_w w'(t) + (1 - R_w) \frac{T_{L,w}}{\sigma_w} \frac{\partial \sigma_w}{\partial z} (w'(t))^2 + \mu(t) \quad (6.17)$$

Si se introduce un término de corrección de densidad [Stohl, A. y Thomson, D.J.; 1999], la ecuación de Langevin para condiciones turbulentas no homogéneas, no estacionarias y gaussianas (6.14) es

$$d\left(\frac{w}{\sigma_w}\right) = -\frac{w}{\sigma_w} \frac{dt}{T_{L,w}} + \frac{\partial \sigma_w}{\partial z} dt + \frac{\sigma_w}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} dt + \left(\frac{2}{T_{L,w}}\right)^{1/2} dW \quad (6.18)$$

Para las otras dos componentes de la velocidad (horizontales), la ecuación de Langevin es idéntica a la ecuación 6.18, pero sin el término de corrección de deriva y de densidad; es decir

$$\begin{aligned} d\left(\frac{u}{\sigma_u}\right) &= -\frac{u}{\sigma_u} \frac{dt}{T_{L,u}} + \left(\frac{2}{T_{L,u}}\right)^{1/2} dW \\ d\left(\frac{v}{\sigma_v}\right) &= -\frac{v}{\sigma_v} \frac{dt}{T_{L,v}} + \left(\frac{2}{T_{L,v}}\right)^{1/2} dW \end{aligned} \quad (6.19)$$

6.2.4 Campo de turbulencia inhomogéneo, no estacionario y no gaussiano

Thomson (1987) mostró que los dos modelos anteriores (formas w y w/σ_w de la ecuación diferencial estocástica) son casos especiales de una forma más general de la ecuación de Langevin que es capaz de representar condiciones inhomogéneas y no estacionarias de un campo de turbulencia no gaussiano.

$$dv_i = a_i(x_i, v_i, t)dt + b_{ij}(v_i)dW_j \quad (6.20)$$

Aunque en la práctica la forma w/σ_w del modelo LPD es capaz de satisfacer razonablemente bien el criterio de "buena mezcla" con campos de turbulencia cizallados [Sawford, B.L y Guest, F.M.; 1987], la forma más general de la ecuación de Langevin satisface de manera exacta este criterio.

Un ejemplo de desarrollo de este modelo LPD, es el planteado por Thomson (1987) para capas límite convectivas.

6.2.5 Altura de emisión en modelos LPD

Con independencia de la ecuación de Langevin empleada en los modelos LPD, a la hora de realizar simulaciones de dispersión es obvio (aunque no trivial) que se ha de determinar la altura de

emisión de las partículas (coordinada z de la ecuación 6.4 en el instante inicial).

Para el estudio de la dispersión de penachos “calientes” (caracterizados por poseer flotabilidad térmica), es conveniente el empleo de algoritmos de cálculo de sobreelevación de penachos que determinen la altura de emisión de las partículas en los modelos dispersivos (tanto Lagrangianos como Eulerianos).

La correcta determinación de esta altura de emisión es, a priori, esencial, ya que es un requerimiento básico para determinar las concentraciones en el suelo producidas por las emisiones, por ejemplo, de chimeneas. De hecho, la máxima concentración en el suelo mantiene aproximadamente una relación inversamente proporcional al cuadrado de la altura efectiva del penacho (H_e) [Anfossi, D. et al. 1993].

En los modelos Eulerianos, H_e se determina generalmente mediante ecuaciones analíticas que se basan en las formulaciones de Briggs (1975); aunque más recientemente se han desarrollado modelos de sobreelevación que son válidos para perfiles termodinámicos complejos (con cizalladuras de viento y estratificación térmica) [Gangoiti, G. et al.; 1997].

En los modelos Lagrangianos, la inclusión de la sobreelevación de penachos no es una cuestión trivial. Esto es debido, principalmente, al hecho de la imposibilidad intrínseca de los modelos LPD de simular correctamente el fenómeno de “entrainment”⁷ (que generalmente ha de ser parametrizado [Webster, H.N. y Thomson, D.J.; 2002]). Para poder tenerlo en consideración, los LPD deberían considerar la flotabilidad y, como consecuencia, la velocidad vertical de cada partícula dependiendo de su posición con respecto del resto de penacho. Sin embargo, en los modelos LPD cada partícula sigue una trayectoria que es resultado de un proceso estocástico, independiente del resto de trayectorias (del resto de partículas)⁸.

La inclusión de la sobreelevación en modelos LPD es tema de investigación desde mediados los años ochenta, [Zannetti, P. y Al-Madani, N.; 1984], [Cogan, J.L.; 1985]; aunque es a partir de la década de los noventa cuando comienza a ser tema de investigación de numerosos grupos [Shimanuki, A. y Nomura, Y.;

⁷ En este contexto, se entiende por entrainment al proceso de intercambio por el que las propiedades termodinámicas del penacho cambian durante el proceso de mezcla de éste con la atmósfera.

⁸ En los modelos LPD, únicamente los valores promedio de todo el conjunto de partículas (trayectorias) simuladas pueden dar resultados realistas (concentraciones, desviaciones estándar, altura media del penacho, etc.).

1991], [Luhar, A.K. y Britter, R.E.; 1992], [Van Dop, H.; 1992], [Anfossi et al.; 1993], [Hurley, P. y Phisick, W.; 1993]; [Hurley, P.; 1999], [Heinz y Van Dop, H.; 1999], [Webster, H.N. y Thomson, D.J.; 2002].

La aproximación más sencilla a la cuestión de la sobreelevación en los modelos LPD consiste en emplear un modelo de sobreelevación del penacho independiente, que calcule la sobreelevación final de éste y luego incorporar estas alturas efectivas en el modelo lagrangiano de dispersión. De este modo, los efectos de la sobreelevación se consideran emitiendo las partículas a las diferentes alturas efectivas calculadas previamente.

Otros esquemas, más sofisticados, describen la transición de las partículas entre el foco emisor y la altura final. Estos esquemas se pueden clasificar en dos tipos [Webster, H.N. y Thomson, D.J.; 2002]:

- Modelos de sobreelevación de penachos y de “entrainment” independientes del LPD. En este tipo de modelos, las velocidades verticales calculadas, se añaden a la ecuación de la posición de las partículas del modelo LDP (ecuación 6.4). [Luhar and Britter, 1992], [Anfossi et al.; 1993], [Hurley, P. y Phisick, W.; 1993]; [Hurley, P.; 1999]. El modelo de sobreelevación del penacho puede basarse en las formulaciones de Briggs (1975) o en la solución integral de las ecuaciones diferenciales de conservación de masa, de momento y de energía del penacho [Gangoiti, G. et al.; 1997].
- Modelos en los que cada partícula evoluciona, según un proceso estocástico, pero considerando la evolución de su temperatura potencial. De este modo, la flotabilidad de cada partícula se calcula a partir de su temperatura potencial y se incluye directamente en la ecuación de Langevin (que rige la evolución de su velocidad, ecuación 6.1) [Van Dop, H.; 1992], [Heinz y Van Dop, H.; 1999].

6.3 Caracterización numérica de la dispersión atmosférica: Modelo meso-meteorológico (MM5) + Modelo LDP (FLEXPART)

Como ya se comentó, en el contexto de este trabajo de investigación se ha elaborado y contrastado con medias experimentales, una metodología susceptible de poder caracterizar numéricamente la dispersión atmosférica en un entorno orográfico

complejo, en la mesoescala y bajo condiciones meteorológicas características de la cuenca mediterránea occidental.

Esta metodología consiste en un sistema compuesto por un modelo mesometeorológico (MM5) al que le hemos acoplado un modelo lagrangiano de dispersión de partículas (FLEXPART).

Este acoplamiento se ha llevado a cabo de manera que los resultados obtenidos fueran susceptibles de ser comparados con las medidas experimentales disponibles⁹ (capítulo siete).

Por continuidad con los epígrafes anteriores, en primer lugar se describe el modelo lagrangiano de dispersión de partículas empleado, FLEXPART; para a continuación describir someramente el modelo meteorológico MM5 que genera los campos de vientos (que sirven de entrada al modelo LPD).

6.3.1 Modelo LPD – FLEXPART

El modelo lagrangiano de dispersión FLEXPART, fue desarrollado en la década de los años 90 [Stohl, A.; 1999] y evaluado mediante 40 simulaciones empleando los datos de diferentes campañas experimentales empleando trazadores atmosféricos¹⁰ [Stohl, A. et al.; 1998].

El modelo FLEXPART está preparado para ser acoplado al modelo global de predicción meteorológica operado por el ECMWF¹¹. No obstante, Wotawa y Stohl (2000) adaptaron el modelo (versión 3.1) para ser ejecutado conjuntamente con un modelo no-hidrostático. Esta versión del modelo FLEXPART es susceptible de diagnosticar el transporte de contaminantes en escalas que oscilan desde la global hasta la local (como es el caso de estudios de penachos urbanos o de centrales térmicas) [Wotawa, G.; Stohl, A.; 2000]. No obstante, hasta la fecha este modelo únicamente ha sido validado contrastando sus resultados con campañas experimentales asociadas a la macroescala (transporte a

⁹ Que consisten, además de información meteorológica y de concentración de SO₂ a 10 metros sobre el nivel del suelo, de información de la distribución de concentración en altura del penacho de la CT. (Información detallada de las campañas experimentales en capítulo dos).

¹⁰ Las campañas experimentales que sirvieron para validar este modelo lagrangiano de dispersión de contaminantes atmosféricos, son: CAPTEX (Cross-Appalachian Tracer Experiment), el ANATEX (Across North America Tracer Experiment) y el ETEX (European Tracer Experiment).

¹¹ ECMWF :European Center for Medium-Range Weather Forecasts.

grandes distancias) [Stohl, A. et al.; 1998], [Wotawa, G.; Stohl, A.; 2000].

El modelo LPD FLEXPART, considera las varianzas de la velocidad del viento y las autocorrelaciones lagrangianas en cada una de las tres dimensiones espaciales.

A partir de los campos de viento generados por un modelo mesoescalar (en este caso, el MM5), la advección de los contaminantes es simulada por el modelo FLEXPART mediante la ecuación de Langevin derivada por Thomson para campos turbulentos inhomogéneos y gaussianos, bajo condiciones no estacionarias; empleando el término de corrección de densidad en la componente turbulenta de la velocidad vertical (ecuación 6.18).

La implementación de las ecuaciones de Langevin (6.18 y 6.19) siguen el siguiente esquema (para la dirección vertical)

$$\left(\frac{w}{\sigma_w}\right)_{k+1} = R_w \left(\frac{w}{\sigma_w}\right)_k + \frac{\partial \sigma_w}{\partial z} T_{L,w} (1 - R_w) + \frac{\sigma_w}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} T_{L,w} (1 - R_w) + (1 - R_w)^{1/2} \xi \quad (6.21)$$

para las del plano horizontal (sin términos de corrección de deriva ni de densidad)

$$\left(\frac{u}{\sigma_u}\right)_{k+1} = R_u \left(\frac{u}{\sigma_u}\right)_k + (1 - R_u)^{1/2} \xi \quad (6.22)$$

$$\left(\frac{v}{\sigma_v}\right)_{k+1} = R_v \left(\frac{v}{\sigma_v}\right)_k + (1 - R_v)^{1/2} \xi \quad (6.23)$$

donde ξ es un número aleatorio distribuido normalmente con media cero y desviación típica uno.

Las ecuaciones 6.21, 6.22 y 6.23 son las que emplea el modelo para pasos de tiempo $\Delta t / T_{L,v_i} < 0.5$.

En caso contrario, $\Delta t / T_{L,v_i} \geq 0.5$, se sustituye la autocorrelación por su desarrollo de Taylor de primer orden (de la ecuación 6.9)

$$R_{v_i} \cong 1 - \frac{\Delta t}{T_{L,v_i}} \quad (6.24)$$

La hipótesis de turbulencia gaussiana no es estrictamente válida bajo condiciones convectivas, cuando la distribución vertical de velocidades está sesgada. Sin embargo, las diferencias entre un proceso de Markov que incluya las covarianzas de la velocidad y otro que las desprecie, son muy pequeñas tal y como Uliasz (1994) mostró al intercomparar diferentes simplificaciones, asumidas por otros tantos modelos lagrangianos, en la mesoescala y en la escala regional.

El coeficiente de autocorrelación se considera que es una función exponencial que depende de la escala de tiempos lagrangiano (ecuación 9).

a) Parametrización de las fluctuaciones del viento

La solución de las ecuaciones de Langevin requiere el conocimiento (cálculo) de σ_{v_i} y de T_{L,v_i} en cualquier instante de tiempo y para cualquier posición de la trayectoria de cada partícula.

Los estadísticos turbulentos se obtienen a través del esquema de parametrización de Hanna (1982), que se basa en los siguientes parámetros de la capa límite (y que determina el modelo meteorológico):

- Altura de la capa límite: h
- Longitud de Monin-Obukhov: L
- Escala de velocidad convectiva: w_*
- Longitud de rugosidad: z_0
- Velocidad de fricción: u_*

El modelo FLEXPART incorpora las modificaciones introducidas por Ryall y Maryon (1997) para la σ_w del esquema de Hanna (1982) bajo condiciones convectivas.

De este modo, para cada uno de los regímenes de estabilidad de la capa límite determinados por el modelo meteorológico, las parametrizaciones que tiene implementado el modelo FLEXPART v 3.1, son las siguientes¹² [Stohl, A.; 1999]

¹² En lo que sigue, "f" representa al parámetro de Coriolis.

* Condiciones inestables

$$\frac{\sigma_u}{u_*} = \frac{\sigma_v}{u_*} = \left(12 + \frac{h}{2|L|}\right)^{1/3}$$

$$T_{L,u} = T_{L,v} = 0.15 \frac{h}{\sigma_u} \quad (6.25)$$

$$\frac{\sigma_w}{w_*} = \left[1.2 \left(1 - 0.9 \frac{z}{h}\right) \left(\frac{z}{h}\right)^{2/3} + \left(1.8 - 1.4 \frac{z}{h}\right) u_*^2\right]^{1/2}$$

Para $z/h < 0.1$ y $z - z_0 > -L$:

$$T_{L,w} = 0.1 \frac{z}{\sigma_w \left[0.55 - \frac{0.38(z - z_0)}{L}\right]} \quad (6.26)$$

Para $z/h < 0.1$ y $z - z_0 < -L$:

$$T_{L,w} = 0.59 \frac{z}{\sigma_w} \quad (6.27)$$

Para $z/h > 0.1$

$$T_{L,w} = 0.15 \frac{h}{\sigma_w} \left[1 - \exp\left(\frac{-5z}{h}\right)\right] \quad (6.28)$$

* Condiciones neutras

$$\frac{\sigma_u}{u_*} = 2.0 \exp\left(-3 \frac{zf}{u_*}\right)$$

$$\frac{\sigma_v}{u_*} = \frac{\sigma_w}{u_*} = 1.3 \exp\left(-2 \frac{zf}{u_*}\right) \quad (6.29)$$

$$T_{L,u} = T_{L,v} = T_{L,w} = \frac{0.5z / \sigma_w}{1 + 15zf / u_*}$$

* Condiciones estables

$$\frac{\sigma_u}{u_*} = 2.0 \left(1 - \frac{z}{h}\right) \quad (6.30)$$

$$\frac{\sigma_v}{u_*} = \frac{\sigma_w}{u_*} = 1.3 \left(1 - \frac{z}{h}\right)$$

$$T_{L,u} = 0.15 \frac{h}{\sigma_u} \left(\frac{z}{h}\right)^{1/2}$$

$$T_{L,v} = 0.07 \frac{h}{\sigma_v} \left(\frac{z}{h}\right)^{1/2} \quad (6.31)$$

$$T_{L,w} = 0.01 \frac{h}{\sigma_w} \left(\frac{z}{h}\right)^{1/2}$$

* En la atmósfera libre¹³ ($z > h$),

$$\sigma_u = \sigma_v = 0.3 \text{ m/s}$$

$$\sigma_w = 0 \text{ m/s} \quad (6.32)$$

$$T_{L,u} = T_{L,v} = T_{L,w} = 3600 \text{ s}$$

b) Determinación del paso de tiempo

El paso de tiempo, en este contexto de simulación numérica, se define como el incremento de tiempo con el que se obtienen las sucesivas posiciones de las partículas simuladas con el modelo LPD (es el Δt de las ecuaciones 6.4).

Cada paso de tiempo, Δt_i (determinado en cada iteración de la ejecución del modelo) es empleado para resolver las ecuaciones de Langevin para las componentes turbulentas horizontales del viento y para la interacción entre el movimiento vertical turbulento y el viento horizontal.

El paso de tiempo, empleado en la simulación para adveccionar las partículas en la cadena de Markov, ha de ser variable en condiciones de turbulencia inhomogénea y depende de la escala de tiempo lagrangiana [Uliasz, M.; 1994]. Esto ha de ser así dado que

¹³ Por encima de la capa límite.

el criterio de “buena mezcla” se obtiene en la medida en la que el paso de tiempo es suficientemente pequeño para resolver la turbulencia de pequeña escala (Hurley and Physick, 1991).

Obviamente el paso de tiempo ha de contener varias veces la escala de tiempos lagrangiana para poder resolver adecuadamente cada una de las tres componentes de la ecuación de Langevin¹⁴.

De este modo, para cada iteración de la ejecución del modelo, el paso de tiempo se determina según la ecuación

$$\Delta t_i = \frac{1}{c_{L,t}} \min \left(T_{L,w}, \frac{h}{2w}, \frac{0.5\sigma_w}{\partial\sigma_w/\partial z} \right) \quad (6.33)$$

El mínimo valor con el que trabaja el modelo es $\Delta t_i = 1 s$.

Para resolver la ecuación de Langevin de la componente vertical del viento, se emplea un paso de tiempo más corto, $\Delta t_w = \frac{\Delta t_i}{i_\phi}$.

Eligiendo unos coeficientes, $c_{L,t}$ y i_ϕ , lo suficientemente grandes, se asegura que las partículas permanezcan verticalmente “bien mezcladas” incluso en condiciones turbulentas muy inhomogéneas [Uliasz, M.; 1994], [Stohl, A.; 1999].

c) Altura de emisión

El modelo LPD FLEXPART, no tiene incorporado ningún esquema de sobreelevación; es por ello que atendiendo al tipo de estudio en el que se quiere emplear (dispersión de un penacho caliente desde un foco elevado y puntual), se optó por estimar la altura de emisión de las partículas atendiendo a la primera de las aproximaciones descritas anteriormente; es decir, se empleó un modelo de sobreelevación del penacho independiente, que calcula la sobreelevación final de éste, y luego se incorporaron estas alturas efectivas en el modelo LPD para determinar las alturas de emisión de las partículas en cada paso de tiempo.

A la hora de optar por uno u otro esquema de estimación de la sobreelevación, los factores limitantes fueron, por un lado, la

¹⁴ Conviene recordar que las escalas de tiempo lagrangianas representan el tiempo durante el cual la velocidad de una partícula está correlacionada consigo misma en cada una de las tres direcciones del espacio.

disponibilidad de medidas experimentales, y por el otro lado, el objeto perseguido en esta investigación.

La disponibilidad de datos de emisión se limitaron al caudal de emisión (como promedio semihorario), la temperatura media de los gases y variables meteorológicas a 10 y 60 metros sobre el nivel del suelo (en el entorno próximo a la chimenea).

Respecto al objeto perseguido en esta investigación, como ya se apuntó en el capítulo uno, se pretende verificar hasta qué punto la metodología “*modelo meso-meteorológico + modelo lagrangiano de dispersión de partículas*” es capaz de caracterizar numéricamente las condiciones dispersivas más recurrentes en una zona con topografía compleja de la Península Ibérica.

Es por todo esto por lo que, pese a su poca sofisticación, se optó por el esquema tradicional de emisión de Briggs (esquema 6.1) para penachos calientes. Aún con todo, conscientes de las limitaciones de este esquema, se realizó un estudio de sensibilidad de los resultados frente a la altura de emisión empleada (como se explicará con detalle en el apartado de metodología del capítulo siete).

Las ecuaciones de Briggs de sobreelevación de penachos calientes, se puede encontrar en gran cantidad de textos dedicados a la dispersión de fuentes puntuales o, en general, a cuestiones relativas a la contaminación atmosférica [Beychok, M.R.; 1994], [Briggs, A.; 1975]. A modo de sumario, se incluyen en este epígrafe las ecuaciones que se emplearon, para cada tiempo de simulación con el modelo LDP FLEXPART y según la secuencia lógica esquematizada en esquema 6.1 (de 6.34 a 6.36).

- Factor de flotabilidad:

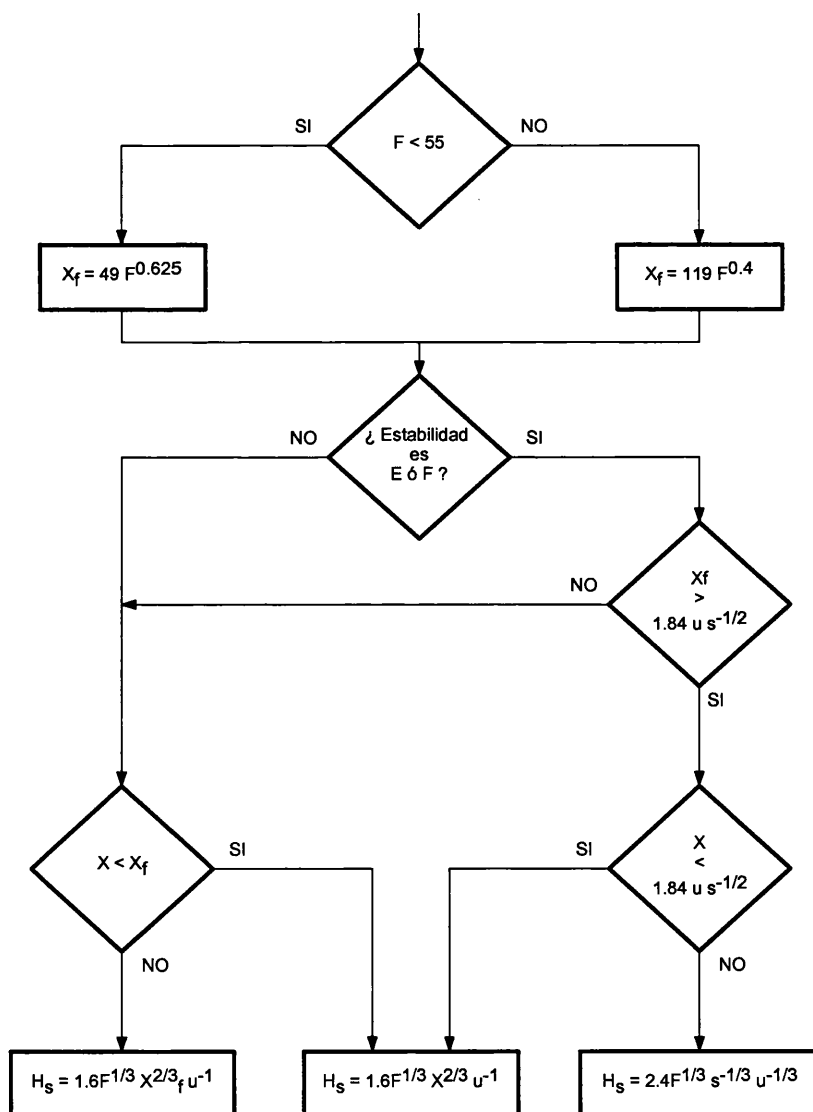
$$F = g \frac{Q}{\pi} \frac{T_f - T_a}{T_f} \quad (6.34)$$

- Distancia, viento abajo, desde la fuente al punto de sobrelevación máxima:

$$\begin{aligned} X_f &= 119F^{0.4} \text{ para } F \geq 55 \text{ m}^4/\text{s}^3. \\ X_f &= 49F^{0.625} \text{ para } F < 55 \text{ m}^4/\text{s}^3. \end{aligned} \quad (6.35)$$

- Parámetro de estabilidad:

$$s = \frac{g}{T_a} \frac{d\theta}{dz} \quad (6.36)$$



Esquema 6.1

Esquema lógico de estimación de la sobreelevación de un penacho caliente [Briggs, A.; 1975], a partir de la estabilidad atmosférica, del factor de flotabilidad, del parámetro de estabilidad, del factor de flotabilidad y de la velocidad del viento a la altura de emisión del foco.

La nomenclatura asociada al esquema 6.1 y a las ecuaciones 6.34, 6.35 y 6.36 es

- H_s , sobrelevación del penacho (en metros).
- F , factor de flotabilidad (en m^4/s^3).
- X , distancia desde el foco emisor (en metros).
- X_f , distancia, viento abajo, desde la fuente al punto de sobrelevación máxima (en metros).
- U , velocidad del viento a la altura de emisión del foco (en m/s).
- S , parámetro de estabilidad (en s^{-2}).
- Q , caudal de la fuente emisora (en m^3/s).
- T_f , temperatura de salida de los gases (en K).
- T_a , temperatura ambiente (en K).
- $d\theta/dz$, gradiente de temperatura potencial (en K/m).

Para la determinación de la sobrelevación de un penacho caliente, primero se determina el término de flotabilidad de las emisiones (6.34) que es proporcional a la diferencia entre la temperatura de los gases emitidos y la de la atmósfera que los circunda.

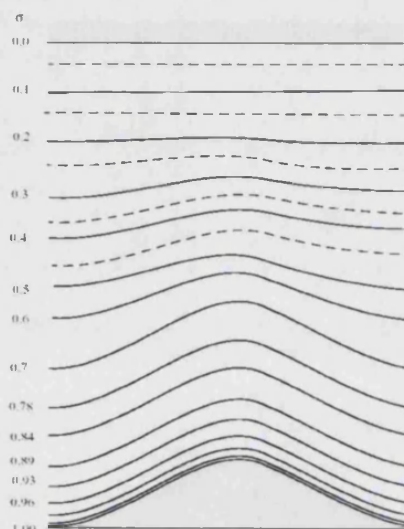
En función de este parámetro se determina la distancia al foco emisor en la que se estima que el penacho alcanza la sobrelevación máxima (" X_f ").

La estimación de la sobrelevación total del penacho, a una distancia determinada del foco emisor (" X "), se realiza a partir del parámetro de estabilidad (que a su vez es función del gradiente vertical de temperatura).

6.3.2 Modelo meteorológico (NWM) – MM5

A continuación se describen los aspectos más relevantes (en el contexto de la caracterización numérica de la dispersión) del modelo meteorológico empleado para suministrar los parámetros y magnitudes físicas de la capa límite que necesita el modelo LPD FLEXPART (descritos anteriormente).

El modelo no hidrostático MM5 (Modelo de Mesoescala de 5ª generación) desarrollado por la Universidad del estado de Pennsylvania (PSU) y por la U.S. National Center of Atmospheric Research (NCAR) [Grell et al.; 1995], es uno de los modelos de mesoescala ampliamente empleados para estudios relacionados con la calidad del aire [Seaman, N.L.; 2000].



El MM5 es un modelo de ecuaciones primitivas con coordenadas verticales sigma que siguen el terreno, y que permite el anidado entre mallas de diferente resolución.

Las parametrizaciones de capa límite que incorpora el modelo, y que pueden ser seleccionadas a voluntad, se clasifican en dos grandes grupos, según se basen en cierres locales o no locales a la hora de parametrizar las ecuaciones de conservación (anexo G).

El esquema de capa límite empleado condiciona fuertemente la descripción del campo de turbulencia (que posteriormente es utilizado por los modelos de dispersión de contaminantes), ya que el papel que éste desempeña dentro del modelo meteorológico consiste fundamentalmente en 1/ acoplar la atmósfera con la superficie, y 2/ determinar de manera realista los valores de parámetros termodinámicos como la temperatura, la humedad específica y el viento [Holtslag, A.A.M. y Duynkerke, P.G.; 1998].

Recientes estudios [Vilà-Guerau, J. et al.; 2001] han puesto de manifiesto que las características de la capa límite convectiva modelizada con el MM5 dependen fuertemente del esquema de capa límite empleado. Hasta la fecha, las evidencias parecen indicar que la altura de la capa límite, calculada con esquemas de cierre de orden uno y uno-y-medio, se ajusta bien con la realidad.

Pese a no ser la modelización meteorológica en sí misma el objeto de esta tesis, dada la relevancia que tiene el empleo de un esquema de capa límite u otro, se describirá a continuación (muy someramente), el empleado en las simulaciones que en el capítulo siete se analizan.

a) Parametrización de la capa límite

El esquema de capa límite empleado en las simulaciones meteorológicas presentadas en esta memoria se basa en el modelo de capa límite desarrollado por Blackadar (1976, 79); por ser este el primero que fue implementado en modelos mesometeorológicos relacionados con la calidad del aire, y estar ampliamente contrastado en diferentes análisis de sensibilidad, en estudios de predicción meteorológica a corto plazo y en cuestiones relacionadas con la contaminación atmosférica [Zhang, D. y Anthes, R.A.; 1982], [Seaman, M.L. et al.; 1989], [Berman, S. y Rao, J.Y.K.S.T.; 1999], [Braun, S.A. y Tao, W.K.; 2000], [Zamora, R.J. et al.; 2000], [Vilà-Guerau, J. et al.; 2001].

Este modelo de capa límite contiene dos módulos que representan dos regímenes diferentes de mezcla turbulenta. Emplea un cierre de primer orden (anexo G) para describir la turbulencia bajo condiciones estables, y un modulo convectivo para condiciones inestables.

El modulo correspondiente a las condiciones estables, se basa en la teoría K (cierre local, anexo G); donde el valor de K se obtiene a partir del número de Richardson local.

El modulo "diurno" (o para campos de turbulencia con convección libre), se basa en el modelo no local desarrollado por Blackadar (1976,78).

El criterio empleado para determinar cual de los dos módulos se emplea, es el del valor del índice de estabilidad $|z_r/L|$ [Holtstag, A.A.M. y Nieuwstadt, F.T.M.; 1986] junto con el signo del gradiente de temperatura en el nivel inferior del modelo. Z_h es la altura de la capa de mezcla y L es la longitud de Monin-Obukhov.

Las ecuaciones básicas en las que el modelo se basa (ver anexo G para su interpretación detallada), desprecian las fluctuaciones de densidad del aire y asumen que los cambios de fase de agua a vapor y la radiación atmosférica tienen lugar únicamente en el suelo. De este modo, únicamente se parametrizan las variables termodinámicas del suelo (temperatura y humedad específica) y los flujos de éstas durante, por un lado, condiciones de convección libre y, por el otro, el resto (que, el modelo agrupa en tres tipos de condiciones: estable, turbulencia mecánica amortiguada y convección forzada).

Las parametrizaciones empleadas en la implementación de capa límite de Blackadar en el modelo MM5, se pueden encontrar completamente desarrolladas en Zhang y Anthes¹⁵ (1982); a continuación sólo se van a repasar las características más relevantes para el estudio que se presenta en este capítulo.

- Régimen estable/neutro

El cierre local de primer orden que se emplea, se basa en la teoría K, determinándose el valor de las difusividades a partir del cálculo local del número de Richardson.

En lo que se refiere a la parametrización de los flujos entre la atmósfera y el suelo, el régimen nocturno está subdividido en tres

¹⁵ El código implementado en el MM5 (subrutina HIRPBL del modelo mesometeorológico), fue desarrollado por Zhang aunque está basado en el modelo de capa límite desarrollado por Blackadar (1976 y 1979).

categorías, que se definen a partir del signo y magnitud del número másico de Richardson (que se obtiene a partir de la velocidad del viento en un único nivel del modelo)

$$R_b = g \frac{z_a (\theta_a - \theta_s)}{\theta_a V_a^2} \quad (6.37)$$

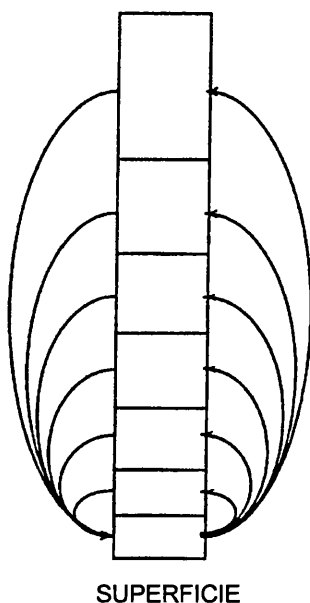
donde el subíndice "a" indica el valor del primer nivel del modelo sobre el suelo; y el subíndice "s" indica el valor en el suelo. V_a es el modulo de la velocidad en la superficie.

* Primera categoría: Para el caso $R_b \geq 0.2$; la capa atmosférica superficial (primer nivel) se asume que es estable y, por tanto, que no existe la turbulencia.

* Segunda categoría: Cuando prevalece la condición $0.2 > R_b > 0$, se asume que la capa superficial está en un estado de turbulencia mecánica amortiguada.

* Tercera categoría: Cuando $R_b < 0$ y $|z_r/L| < 1.5$, se asume una convección forzada (régimen quasi-neutro).

A partir del primer nivel (determinado por el intercambio suelo-atmósfera), bajo régimen nocturno todos los demás niveles atmosféricos se determinan empleando la teoría K; empleándose un esquema de difusión para calcular los términos turbulentos.



- Régimen de convección libre (cuarta categoría)

En condiciones de un intenso calentamiento solar, se genera una capa atmosférica superficial superadiabática. Alimentados por las propiedades del suelo, burbujas de aire caliente ascienden mezclando los diferentes niveles de la atmósfera, intercambiando momento, calor y humedad (o cualquier otro componente escalar que esté presente en esa región de la atmósfera).

Bajo estas condiciones, la transferencia vertical convectiva de calor, momento y humedad no está determinada por gradientes locales, sino por la estructura térmica de toda la capa de mezcla y del flujo de calor entre el suelo y la atmósfera.

La imagen gráfica de los intercambios verticales se correspondería con la de un intercambio entre la capa atmosférica más superficial y cada una de las capas atmosféricas superiores; en lugar de exclusivos intercambios entre capas adyacentes (como ocurre con la teoría K).

La intensidad de la mezcla bajo condiciones de convección libre depende del flujo de calor entre el suelo y la capa atmosférica superficial.

Descripción de dos escenarios dispersivos

La ciencia es incapaz de resolver todos los misterios de la naturaleza porque, en el último análisis, nosotros mismos somos parte de la naturaleza y, por eso, también somos parte del misterio que intentamos resolver.

Max Planck

Una vez identificadas las hipótesis que asume el sistema de simulación elegido (capítulo seis), y que está constituido por el modelo meteorológico no-hidrostático (mesoescala) MM5 [Grell, G.A. et al.; 1995] acoplado con el modelo lagrangiano de dispersión de partículas FLEXPART [Stohl, A.; 1999], en este capítulo se analiza su aplicabilidad en el entorno de la central térmica de Andorra (Teruel).

A lo largo de este capítulo, gracias al empleo de los registros de la distribución de concentración de SO₂ en altura y en el suelo, y empleando técnicas lagrangianas de simulación numérica, se describen dos escenarios dispersivos típicos de la zona de estudio¹.

¹ A partir de la estadística realizada con los datos de viento disponibles desde 1995, capítulos 3 y 4, se estima que las advecciones invernales del Noroeste representan más del 60% de los días de invierno; a su vez, el desarrollo de la BTI en el periodo estival ronda el 70%.

Para ello, por un lado, se comparan la advección y la difusión turbulenta horizontal modelizadas con las medidas experimentales de la dispersión en altura del penacho; y por el otro, se comparan los registros experimentales de los impactos del penacho en superficie con los patrones de impacto simulados.

Hasta la fecha, muchos de los estudios numéricos de las emisiones de focos puntuales efectuados, tanto en España como en el extranjero, se contrastan con medidas superficiales de concentración (limitando el análisis de la dispersión a las zonas de impacto) [Souto, M.J. et al.; 2001], [Martín, F. et al. (2); 2001], [Fast, J.D. et al. 1995], [Luhar A.K.; 2002]; u, ocasionalmente, con medidas de avión, difícilmente comparables con los valores de concentración simulados (dada la elevada resolución temporal de las medidas experimentales)² [Carvalho, J.C. et al.; 2002].

Las técnicas de teledetección como el LIDAR han sido ampliamente empleadas desde comienzos de los años 70 para estudiar el comportamiento de las emisiones desde fuentes puntuales en la capa límite, midiendo tanto cantidades dispersivas promedio como las componentes turbulentas [Luhar, A.K. y Young, S.A.; 2002]. No obstante las bases de datos disponibles con este tipo de sistema de teledetección, y que incluyan mediciones de la fumigación sobre el suelo, están asociadas a campañas experimentales de corta duración, como la de "Nanticoke Shoreline Diffusion Experiment" [Hoff, R.M. et al.; 1982] o la de 1995 "Kwinana Coastal Fumigation Study" [Sawford, B.L. et al.; 1998].

Frente a algunos de los trabajos previos realizados en España empleando el sistema COSPEC; como por ejemplo [Albizuri, A.; 1985], [Millán, M. et al.; 1986], [Alonso, L. et al.; 1987], [Millán, M. et al. (2); 1987], [Millán, M. et al.; 1989], [Millán, M. et al.; 1991], [Salvador, R. et al.; 1992], [Alonso, L. et al.; 1993], [Artiñano, B. et al.; 1993], [Mantilla, E. et al.; 1998], [Querol, X. et al.; 1999] (y referencias relacionadas), la característica diferencial del trabajo presentado en este capítulo radica en el empleo de las medidas en altura de la dispersión del penacho de una central térmica (obtenidas con el COSPEC), para analizar los patrones de advección y de difusión turbulenta simulados por un sistema numérico capaz de resolver las estructuras mesoescalares que

² *Las concentraciones simuladas representan generalmente valores horarios promedio (en el tiempo y en el espacio), mientras que las medidas tomadas por un avión instrumentado son prácticamente instantáneas y se adquieren a lo largo de la trayectoria del avión.*

gobiernan la dinámica de los contaminantes atmosféricos en una zona topográfica compleja de la Península Ibérica.

Esta descripción de la dispersión atmosférica se considera que es necesaria como paso previo al análisis de las relaciones causa-efecto entre el foco emisor y los niveles de concentración registrados en el suelo [Millán, M. et al.; 1986].

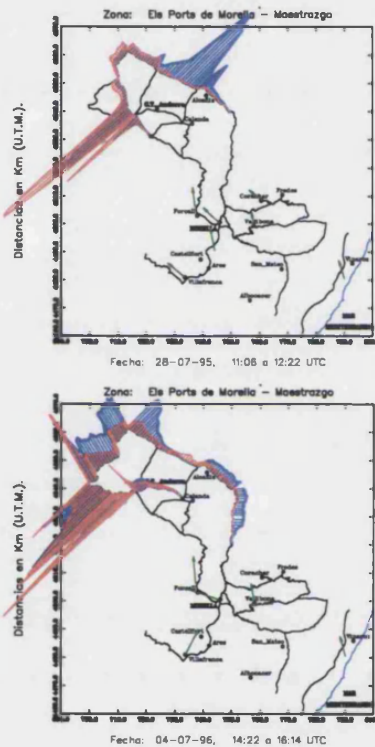
Con el objetivo de caracterizar la dinámica de contaminantes en la cuenca mediterránea occidental, diferentes proyectos europeos han documentado que durante las estaciones cálidas los ciclos diurnos de los campos de vientos representan el patrón típico de la región [Millán et al.; 1997]. El desarrollo diurno de la Baja Térmica Ibérica (BTI) fuerza el flujo de los vientos superficiales a confluir en diversas líneas de convergencia, asociadas a los principales accidentes orográficos [Millán, et al.; 2000], viéndose afectado el penacho de la central térmica de Andorra por estos ciclos diarios del campo de vientos. Este escenario dispersivo, caracterizado por las circulaciones mesoescales y fuerte actividad convectiva, es el primero que se describe en este capítulo.

El segundo escenario dispersivo seleccionado para verificar el procedimiento de caracterización del escenario dispersivo, se corresponde con una situación invernal bajo condiciones advectivas del Noroeste; en los que la turbulencia es fundamentalmente de origen mecánico y la circulación que rige la advección del penacho es de escala sinóptica.

7.1 Ciclos diurnos-nocturnos y escenarios dispersivos

Como ya se ha comentado, la central térmica de Andorra se encuentra al noreste de la Sistema Ibérico, en la vertiente del valle del río Ebro. En este área, se desarrollan fuertes y extensas circulaciones micro y mesoescales, potenciadas y determinadas por la orografía [Millán, M.; 2002]. Los patrones dispersivos característicos de las emisiones elevadas de esta central térmica son, con frecuencia, el resultado de la interacción entre estos tipos de circulaciones y de los flujos asociados a escalas espaciales mayores (sinópticas).

Durante gran parte del otoño y del invierno, las condiciones advectivas están asociadas a bajas temperaturas y vientos de moderados a fuertes de componente Noroeste (capítulo 3). Bajo estas condiciones el penacho es transportado con escasa



dispersión transversal (conning) y únicamente es deformado (advección diferencial) por efecto de la turbulencia mecánica, [Palau, J.L. et al.(4); 2001]. Bajo este escenario dispersivo los principales impactos en el suelo se producen a grandes distancias del foco emisor (> 30 kilómetros), generalmente a sotavento de las cadenas montañosas (y distribuidas espacialmente de manera bien correlacionada con la dirección general del flujo de las capas medias y altas de la troposfera). Estas condiciones invernales de baja capacidad dispersivas están asociadas, desde un punto de vista sinóptico, al desarrollo de sistemas de altas presiones sobre la Península Ibérica y Europa Suroccidental.

En verano, cuando el anticiclón de las Azores se extiende sobre la mayor parte de Europa Occidental, la dispersión del penacho está dominada esencialmente por procesos convectivos (turbulencia térmica) y su comportamiento dinámico está gobernado por el desarrollo de circulaciones mesoescalares, de origen térmico, fuertemente ligadas a la orografía, y que se potencian a lo largo de las horas diurnas [Pérez-Landa, G. et al.; 2002], [Palau, J.L. et al.(3); 2001]. Consecuentemente el penacho presenta un comportamiento advectivo errático, con un meandro muy acusado a lo largo de una dirección promedio de transporte. Además también se producen periodos de transición, por la mañana antes de activarse las circulaciones térmicas y, por la tarde, cuando éstas se relajan; durante los cuales el penacho no muestra una dirección preferente de transporte y éste se dispersa de manera bimodal o, en algunas ocasiones, quasi-isótropa alrededor de la chimenea (con impacto en el suelo alrededor del foco emisor, de manera simultánea, en varias direcciones y distancias). Este tipo de escenarios dispersivos están asociados a periodos relativamente cortos de impactos muy intensos del penacho en el suelo, en zonas muy próximas al foco emisor (3-15 kilómetros).

7.2 Metodología

7.2.1 Medidas experimentales

Tanto la estrategia de medida empleada en las campañas experimentales como el control de calidad de los datos obtenidos (tanto meteorológicos como de concentración de contaminantes atmosféricos) están descritos en el capítulo dos de esta memoria.

No siempre es posible disponer de la misma información meteorológica y de calidad del aire para todas y cada una de las campañas experimentales. En este apartado (tabla 7.1) se especifican los datos experimentales disponibles para cada una de las dos campañas (de invierno y de verano) que han sido simuladas con el sistema acoplado (NWP+LPD³).

La ubicación geográfica de estos emplazamientos (gráfico 7.1) está claramente sesgada hacia el Sureste de la central térmica de Andorra. Este sesgo no es importante en el caso de estudio correspondiente a la situación invernal de advección del Noroeste.

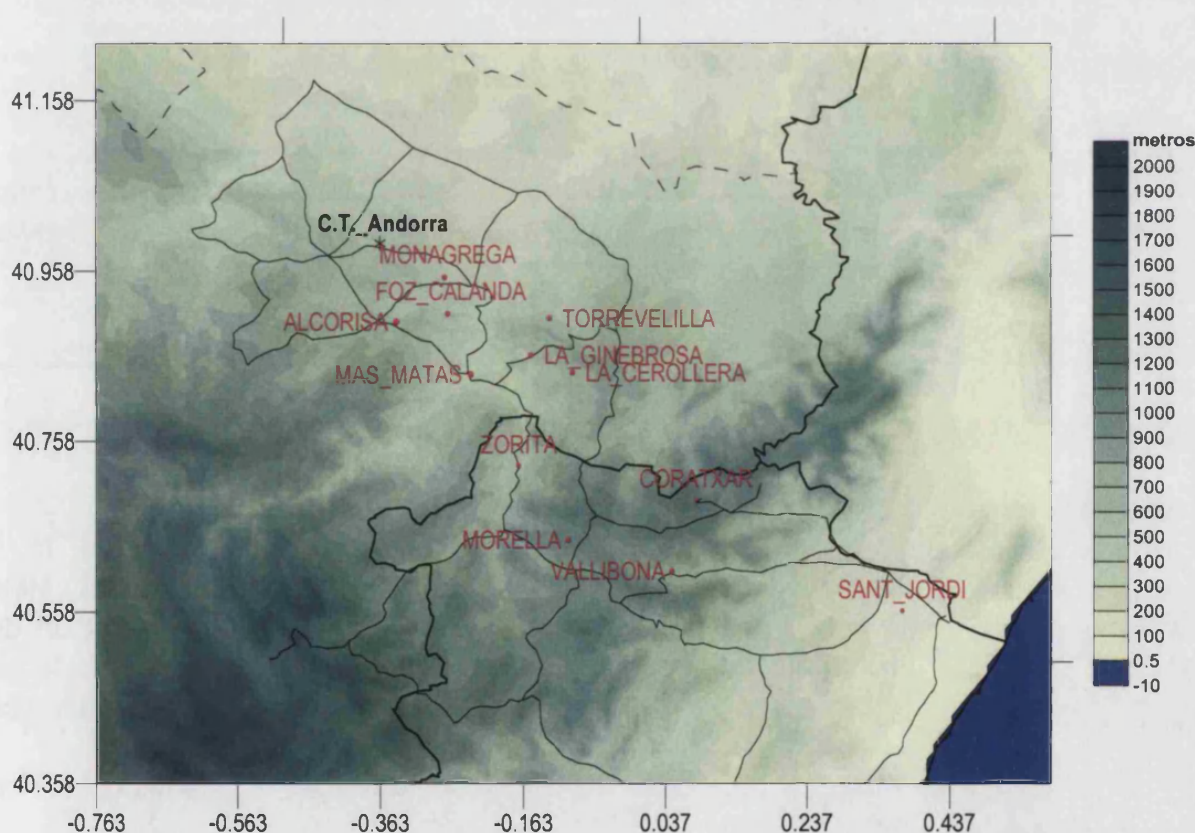


Gráfico 7.1

Ubicación de los emplazamientos en los que se dispone de información meteorológica y de calidad del aire. La información disponible para cada emplazamiento se especifica en la tabla 7.1.

En el caso de estudio estival (verano de 1995), la disponibilidad sesgada de información de los impactos del penacho de SO_2 en superficie, obviamente limitará el análisis de los resultados simulados.

En lo relativo a la información meteorológica en altura, únicamente se dispone de los datos suministrados por la torre de 60 metros ubicada en la misma central térmica.

³ NWP+LPD: Modelo mesometeorológico + modelo lagrangiano de dispersión de partículas (epigrafe 6.3).

Al no existir sondeos meteorológicos en la zona de estudio, la comparación entre las simulaciones meteorológicas y los campos de vientos en las capas medias y altas de la troposfera únicamente se ha podido llevar a cabo a partir de la información de la advección diferencial del penacho en altura (obtenida con el COSPEC⁴).

EMPLAZAMIENTO	[SO ₂] a 5 metros	VELOCIDAD a 10 m.	DIRECCION a 10 m.	TEMP. a 10 m.
CENTRAL TÉRMICA	*****	A 60 metros	A 60 metros	VERANO e INVIERNO
MONAGREGA	VERANO	*****	*****	*****
FOZ-CALANDA	VERANO	*****	*****	*****
ALCORISA	VERANO	*****	*****	*****
MAS de las MATAS	VERANO	*****	*****	*****
TORREVELILLA	VERANO	*****	*****	*****
GINEBROSA	VERANO	*****	*****	*****
LA CEROLLERA	VERANO	*****	*****	*****
MORELLA	VERANO e INVIERNO	VERANO e INVIERNO	VERANO e INVIERNO	VERANO e INVIERNO
VALLIBONA	VERANO e INVIERNO	VERANO e INVIERNO	VERANO e INVIERNO	VERANO e INVIERNO
ZORITA	INVIERNO	INVIERNO	INVIERNO	INVIERNO
CORATXAR	INVIERNO	INVIERNO	INVIERNO	INVIERNO
SANT JORDI	INVIERNO	INVIERNO	INVIERNO	INVIERNO

Tabla 7.1.

Información disponible de la calidad del aire y de la meteorología, durante las campañas experimentales que se analizan a lo largo de este capítulo. Su ubicación geográfica está indicada en el gráfico 7.1.

7.2.2 Esquema de simulación numérica

a) Modelo mesometeorológico

Se ha empleado la versión 3.2 del modelo PSU/NCAR MM5 [Dudhia, J.; 1993] [Grell et al.; 1995]; con una configuración de mallas anidadas con cinco dominios (100x100 nodos espaciados 108, 36, 12, 4 y 1.3 kilómetros) y centrada sobre la central térmica de Andorra.

De los 39 niveles sigma configurados, 15 se definieron en los primeros 1500 metros (sobre el nivel del suelo).

El modelo calcula las componentes u, v y w del viento, temperatura, humedad, la perturbación de la presión y los parámetros turbulentos asociados, como flujos en superficie de calor, humedad y momento. Se emplea la técnica de asimilación de datos en cuatro dimensiones en el dominio mayor [Stauffer y Seaman, 1994].

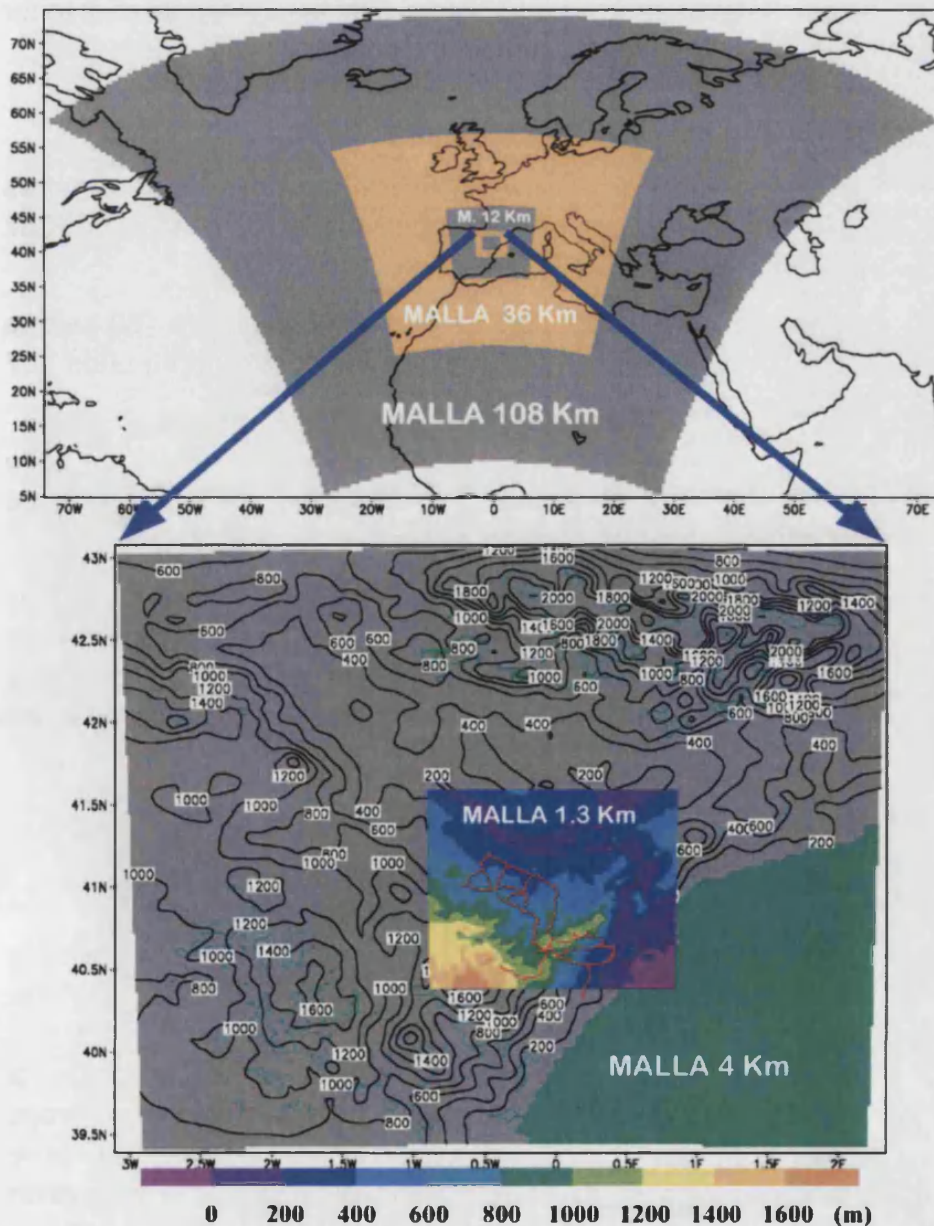
⁴ Para más información sobre el espectrómetro de correlación y su empleo durante estas campañas experimentales, ver capítulo dos de esta memoria.

Las condiciones iniciales y de contorno se obtienen a partir de las variables meteorológicas del modelo de reanálisis de NCEP, cada seis horas y con una resolución de 2.5°.

Las propiedades tales como el albedo, rugosidad y humedad disponible del suelo varían horizontalmente conforme a la base de datos de usos de suelo USGS (U.S. Geological Survey). La resolución de esta base de datos es de 30" de arco (al igual que la topografía incorporada). La parametrización de cúmulos empleada fue la de Klai-Fritsch [Kain y Fristch; 1990, 1993], activa únicamente en las tres mallas externas.

Gráfico 7.2

Configuración de las mallas empleadas en las simulaciones meteorológicas [Palau et al. (3); 2001]. En la malla de 1.3 kilómetros (malla 5) está representada la red de carreteras empleada para medir con la unidad móvil.



b) Modelo lagrangiano de dispersión de partículas

Se ha empleado la versión 3.1 del modelo de dispersión de partículas FLEXPART [Stohl, A.; 1999]; empleando una configuración de malla coincidente con la malla 4 (es decir, centrada sobre la central térmica y con 100X100 nodos espaciados 1.3 kilómetros) del modelo mesometeorológico.

Durante las simulaciones se lanzaron $2 \cdot 10^6$ "partículas" distribuidas aleatoriamente en un volumen de $10 \cdot 10 \cdot 100 \text{ m}^3$. Se realizaron tres simulaciones con diferentes esquemas de emisión, para analizar el efecto que diferentes sobrelevaciones del penacho pudieran tener sobre los resultados de la dispersión simulada.

Los tres esquemas de emisión fueron:

- Emisión de las partículas a una altura constante de 700 metros sobre el nivel del suelo (sobreelevación constante de 357 metros de altura).
- Emisión de las partículas a una altura constante de 450 metros sobre el nivel del suelo (sobreelevación constante de unos 107 metros de altura).
- Emisión de las partículas a una altura variable, calculada cada hora a partir de las ecuaciones Briggs de sobreelevación de penachos calientes.

La escala de tiempos lagrangiana, se hizo función de las condiciones de turbulencia existentes y de las condiciones de estabilidad (tal y como se enunció con las parametrizaciones empleadas por el modelo FLEXPART a la hora de calcular las fluctuaciones del viento; capítulo seis).

7.2.3 Procedimiento de comparación de las medidas experimentales vs. la simulación numérica

Para poder validar el sistema de simulación dispersiva propuesto, es necesario contrastar los resultados obtenidos con medidas experimentales de la dispersión.

En la introducción del capítulo ya se ha argumentado la conveniencia de comenzar a abordar la caracterización del campo de turbulencia en entornos orográficos complejos, a partir de la información dispersiva en altura (como paso previo a al análisis

causal entre el foco emisor y los niveles de concentración registrados en el suelo).

La obtención de las desviaciones típicas horizontales de la distribución del penacho en altura (a partir de medidas experimentales), ha sido ya comentada esquemáticamente en el capítulo anterior. Se puede encontrar la descripción detallada del método pseudo-lagrangiano empleado en Palau (2001). Únicamente cabe remarcar que, a partir de los registros experimentales de la distribución de concentración de SO₂ en altura (penacho de la central térmica) se obtienen, para diferentes distancias al foco emisor y para un periodo temporal determinado, valores promedio de la dispersión transversal del penacho.

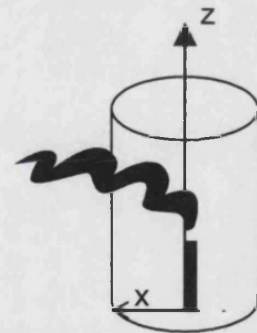
Este apartado se centra en la descripción del procedimiento de obtención, a distancias fijas e instantes temporales predeterminados, de las distribuciones de contaminantes obtenidas con el modelo lagrangiano de dispersión; con el fin de intercomparar las dispersiones horizontales experimentales con las simuladas.

Tras realizar la simulación dispersiva del escenario a estudiar, se obtiene, para cada instante de tiempo, una distribución tridimensional de partículas (correspondiéndose cada una de las cuales con una determinada concentración volumétrica de contaminante).

El procedimiento de obtención de las distribuciones transversales simuladas (σ_{sim}) consiste en, para intervalos temporales seleccionados, reducir la distribución tridimensional a una distribución bidimensional (contenida en un plano perpendicular a la dirección de mayor concentración de partículas simuladas, o eje de la distribución de las partículas) que diste del foco emisor una distancia "x" (determinada por el usuario en función de la distancia al foco emisor a la que se llevaron a cabo las medidas experimentales).

Esta reducción se lleva a cabo realizando, consecutivamente, los siguientes pasos (partiendo de las salidas del modelo dispersivo):

- Extracción de los campos tridimensionales de distribución de partículas para los intervalos temporales determinados por las medidas experimentales (ΔT).
- Definición de dos cilindros concéntricos de radios x y $x+dx$, con centro en el foco emisor; donde x es la distancia a la que se midió experimentalmente durante el ΔT . El espesor, dx , ha de ser la mitad de la resolución espacial con la que se registraron las medidas experimentales (en este caso concreto es de 0.5 km).



$$N(x, y, z, t)$$

$$\downarrow \leftarrow \Delta t$$

$$N(x, y, z)$$

$$\downarrow \leftarrow x \pm dx$$

$$N(y, z)$$

$$\downarrow \leftarrow y'$$

$$N(y') = \int_0^{\infty} N(y', z) dz$$

$$\downarrow$$

$$N(y') \Rightarrow \sigma_{y'}$$

- Identificación de las partículas simuladas y que quedan dentro del anillo (entre x y $x \pm dx$).
- Determinación del centro de gravedad de la distribución resultante, y comparación de la dirección determinada por este y por la recta que une el foco emisor, con la dirección promedio de transporte determinada experimentalmente.
- Determinación del plano perpendicular al cilindro y que pasa por el centro de gravedad determinado anteriormente.
- Identificación de las partículas simuladas que quedan dentro de ese plano perpendicular.
- Referenciación al centro de gravedad de la posición de cada partícula (asignar coordenadas equiespaciadas y').
- Calcular, para cada distancia y' , la suma de las partículas según la dirección z .
- Aplicar el umbral de detección del instrumento con el que se realizaron las medidas al número de partículas correspondiente; eliminando (haciendo cero) el número que sea inferior al umbral.
- Calcular la desviación típica de la distribución de partículas resultantes.

Una vez obtenidas las desviaciones típicas de la distribución de concentración simulada en altura, la intercomparación con los resultados experimentales es inmediata. Existen diferentes referencias bibliográficas que establecen procedimientos de intercomparación entre medidas experimentales y resultados simulados [Fox, D.G.; 1981], [Willmott, C.J.; 1981], [Weil, J.C. et al.; 1992], [Seaman, N.L.; 2000]. Estos, fuertemente determinados por la disponibilidad de medidas experimentales con suficiente resolución espacio-temporal, generalmente se reducen a la intercomparación de las desviaciones de los valores máximos, de los momentos de primer orden, de la distribución de frecuencia de los valores de concentración, etc. [Carvalho, J.C. et al.; 2002], [Fast, J.D. et al.; 1995], [Uliasz, M.; 1994], [CityDelta; <http://rea.ei.jrc.it/netshare/thunis/citydelta>].

En el caso particular que nos ocupa, hay dos tipos de intercomparaciones que es necesario realizar en el proceso de validación de los resultados simulados y que están determinadas por las dos componentes principales que intervienen en la dispersión atmosférica*: la advección y la dispersión turbulenta.

* Como ya se introdujo en el inicio de este bloque temático, se considera advección al transporte integral+diferencial; y a la dispersión turbulenta al transporte diferencial+difusión turbulenta (gráfico II.2).

7.3 Escenario estival: Dispersión atmosférica bajo condiciones convectivas

Las medidas experimentales que se presentan en este epígrafe se realizaron en el contexto del proyecto de investigación financiado por la Unión Europea, *South European Cycles of Air Pollution* (SECAP, 1992-1995) [Millán, M.; 2002]; cuyo objetivo fundamental era caracterizar la continuidad de los procesos mesometeorológicos identificados en la Península Ibérica [Millán, M. et al.; 1992] sobre toda la cuenca mediterránea.

Las campañas experimentales del proyecto SECAP disponen de información meteorológica en altura, a partir de la realización sondeos meteorológicos y del empleo de aviones instrumentados. No obstante, no existen medidas meteorológicas en altura dentro del área de estudio⁵.

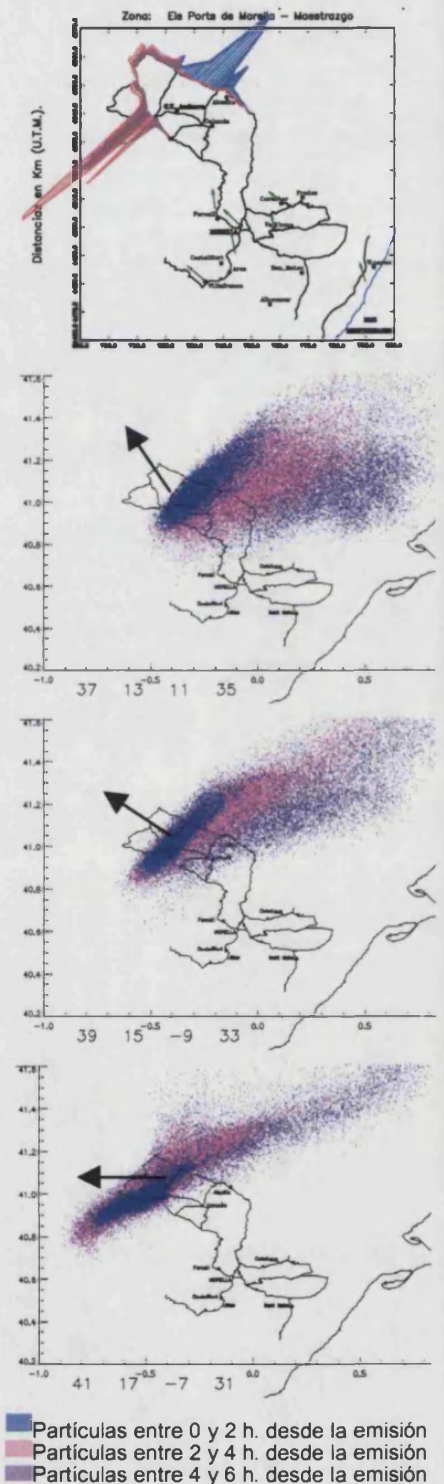
7.3.1 Descripción de un escenario dispersivo estival típico

Durante el verano la dispersión del penacho, como muestran las medidas experimentales registradas durante la campaña que se analiza en este epígrafe, no sólo está determinada por las condiciones sinópticas, sino que el desarrollo de circulaciones mesoescalares afecta de manera determinante a su evolución diaria.

Cuando se forma una baja térmica en el interior de la Península Ibérica, el penacho es generalmente transportado hacia el Noroeste de la Central (cuarto cuadrante, capítulo 3). Cuando esta depresión se relaja durante las horas nocturnas (por enfriamiento radiativo), la dirección preferente de transporte pasa a alinearse con el valle del Ebro (siendo el penacho transportado hacia el Este o el Sureste de la central térmica). A la mañana siguiente, con el desarrollo de nuevas circulaciones de mesoescala, el penacho cambia de nuevo su patrón dispersivo, siendo transportado tierra adentro por los flujos mesoescalares desarrollados a escala peninsular.

Estos giros del penacho van acompañados de fuertes impactos en el suelo; asociados con una intensa actividad convectiva.

Previos a la activación diurna de las circulaciones mesoescalares, suelen producirse periodos de transición entre estas



⁵En las proximidades de la zona de estudio, durante la campaña del SECAP, se hicieron sondeos meteorológicos en el puerto costero de Castellón de la Plana y, en el interior, en la población de Valbona (Teruel), a unos 400 kilómetros al Suroeste de la central Térmica de Andorra.

y las circulaciones nocturnas. Durante estos periodos de transición el penacho se desorganiza, dejando de presentar en ocasiones una dirección preferente de transporte. Durante estos intervalos, la descripción clásica de la advección de penachos no se ajusta al comportamiento dinámico observado; ya que incluso se han registrado (secuencia temporal del día 26, gráfico 7.10) desplazamientos del penacho perpendiculares a su eje aparente (o eje de su distribución de concentraciones).

En condiciones dispersivas típicamente estivales, el patrón de impactos en el suelo no se corresponde exactamente con las direcciones preferentes de transporte. El desarrollo de las circulaciones mesoescalares, adentrándose desde la costa hacia el interior, generalmente viene acompañado de impactos en el suelo, conforme la actividad convectiva atrapa y arrastra hacia el suelo los estratos emitidos horas antes (y que se dirigieron hacia la costa, desacoplados del suelo, con el flujo general de derrame nocturno). Estos impactos están completamente desacoplados de la dirección preferente de transporte del penacho (día 26 de julio, gráfico 8b). El campo de turbulencia es fundamentalmente de origen térmico y, por ello, fuertemente anisótropo y no estacionario durante las horas del día (gráfico 7.6).

Durante las horas nocturnas y a primeras horas de la mañana, los impactos son de origen fundamentalmente mecánico y se producen esencialmente mientras el penacho (transportado por el flujo general canalizado por el valle del Ebro) se dirige hacia el Este o el Sureste de la central térmica.

De este modo, a distancias próximas a la chimenea los impactos se registran experimentalmente durante las horas diurnas; en las que el calentamiento solar genera la turbulencia térmica suficiente como para englobar en sus movimientos convectivos al penacho, arrastrándolo al suelo y produciendo fuertes e intermitentes impactos. Por el contrario, los impactos nocturnos se producen con mayor intensidad, y de durante intervalos de tiempo prolongados, a distancias intermedias y lejanas de la chimenea, a sotavento de los accidentes orográficos y provocados por la turbulencia mecánica generada por los mismos.

En este tipo de escenarios estivales, en los que el calentamiento solar de la superficie terrestre es el que determina el desarrollo de las circulaciones mesoescalares (y, por la tanto, de las condiciones de dispersión), una buena descripción de los usos del suelo y de sus propiedades fisiográficas es una cuestión determinante en las

simulaciones mesoescalares de la dispersión de contaminantes (tanto del modelo meteorológico como del dispersivo).

Este hecho introduce una incertidumbre adicional a la hora de verificar la idoneidad de un sistema integrado de simulación dispersiva en entornos orográficos complejos.

Por todo ello, la disponibilidad de información dispersiva en altura, con una resolución temporal adecuada a las escalas de tiempo características de los procesos meteorológicos mesoescalares, es una ventaja frente a la disponibilidad de información experimental limitada a registros en superficie.

En este contexto, los tres esquemas de emisión empleados determinan fuertemente los resultados de las intensidades de los impactos en el suelo.

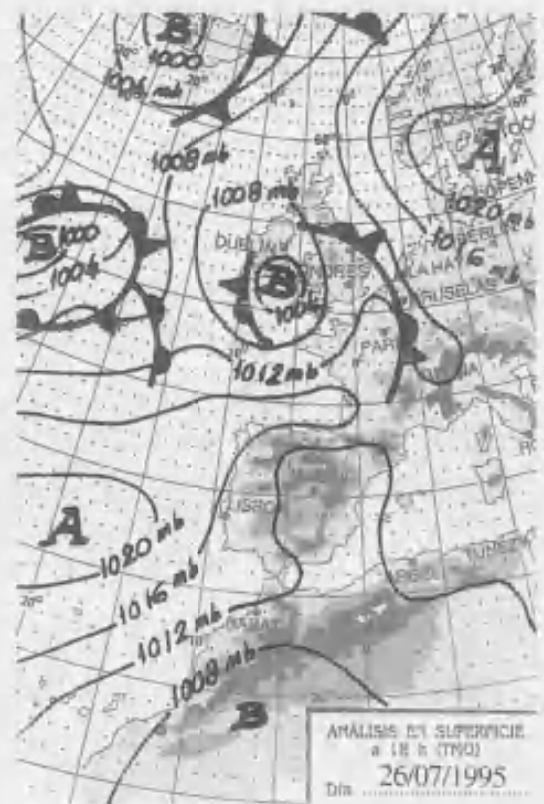
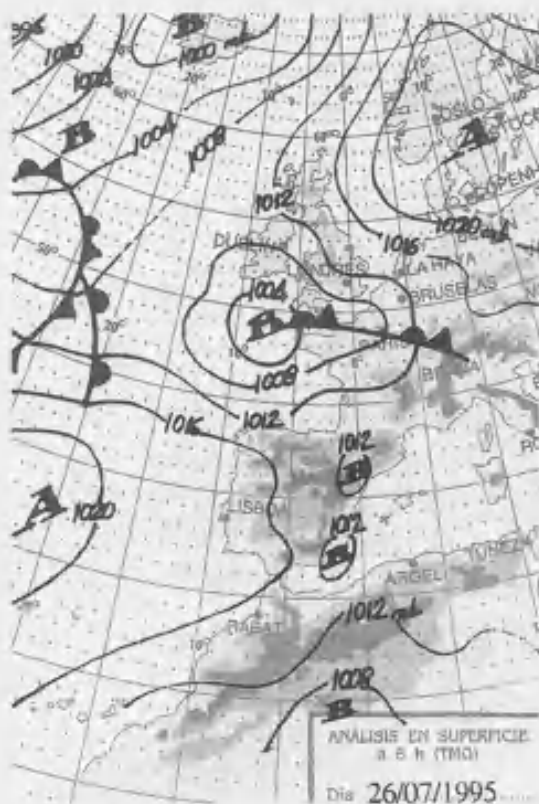
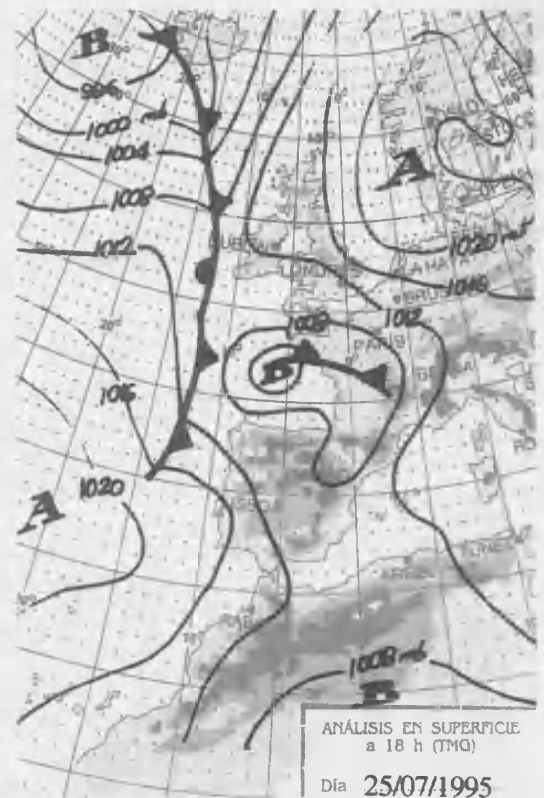
Las simulaciones de las dispersiones del penacho (gráficos de 7.9 a 7.11) se han representado caracterizando las partículas en función del tiempo transcurrido desde su emisión. Así, en color azul se han impreso las partículas cuyas trayectorias han sido calculadas durante dos horas desde la emisión; en color rosa, las que representan trayectorias simuladas durante cuatro horas desde la emisión; y en color morado, las que tienen la característica de haber sido emitidas seis horas antes del instante representado.

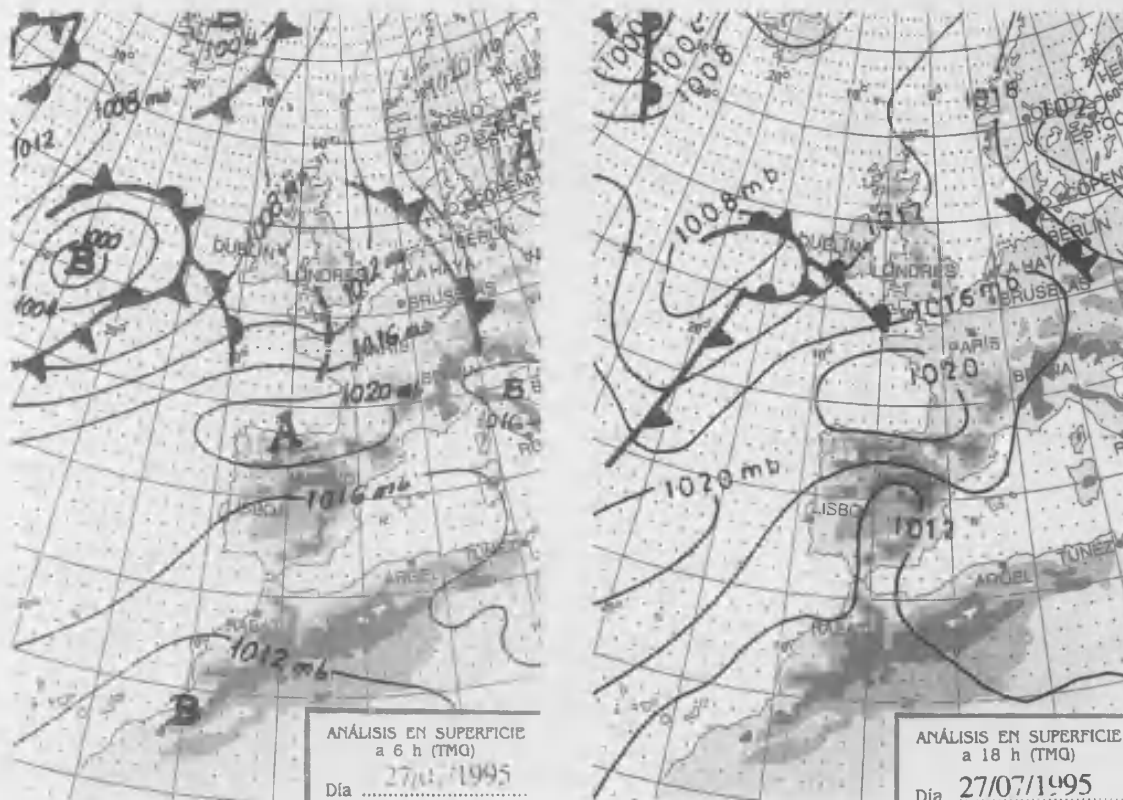
7.3.2 Descripción meteorológica de la campaña experimental de verano

Se ha escogido la campaña experimental efectuada entre los días 25 y 27 de julio de 1995; como periodo representativo de condiciones meteorológicas típicas de verano en el entorno geográfico de la central térmica de Andorra (Teruel).

A escala sinóptica el anticiclón de las Azores se extendía sobre Europa Central y el Mediterráneo Occidental (gráfico 7.3); estabilizando la atmósfera. No obstante, el primer día la situación meteorológica estuvo condicionada por el paso de una borrasca frente las costas cantábricas, que determinó la dispersión atmosférica del penacho.

En la torre meteorológica de 60 metros (localizada en la CT), la dirección del viento registrada durante este primer día muestra como, durante la mañana, el viento a esta altura tenía componente Noroeste, rolando desde el Este hasta el Sur durante la tarde (gráfico 7.4).





El segundo día (gráfico 7.3), a medida que esta baja migraba hacia el NE, la dorsal anticiclónica se extendió sobre la Península favoreciéndose la activación de circulaciones mesoescalares. A lo largo de la primera mitad de este día, el viento se mantuvo sostenido de componente Suroeste, girando a componente Noreste con la activación de las circulaciones mesoescalares (torre meteorológica de 60 metros, gráfico 7.4).

El tercer y último día de campaña (gráfico 7.3), las altas presiones estaban centradas sobre el mar Cantábrico y una baja térmica se formó al Sur de la Península Ibérica. La dirección del viento registrada en la torre de 60 metros (gráfico 7.4) tiene forma de onda cuadrada, típica de flujos de origen térmico (brisas), oscilando entre el Oeste-Noroeste y el Noreste.

Respecto de la temperatura registrada a 10 metros sobre el nivel del suelo, durante los tres días de campaña las temperaturas máximas fueron del orden de 30 °C y las mínimas rondaron los 20 °C (gráfico 7.4).

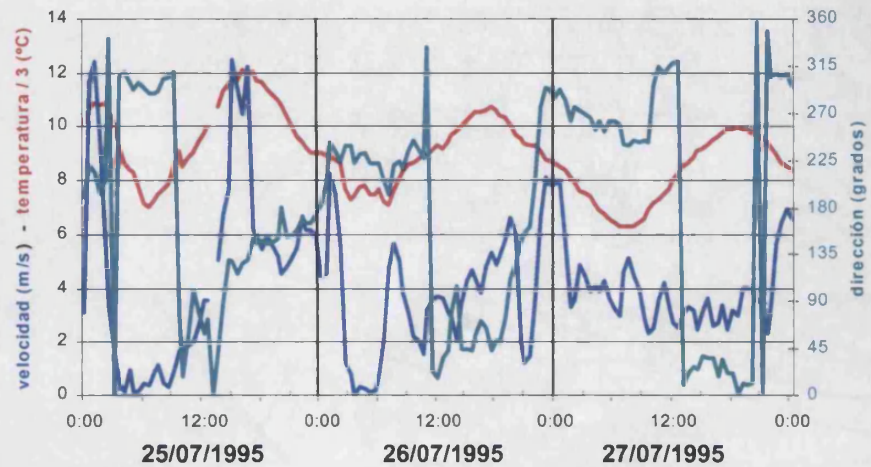
Gráfico 7.3 (Dos páginas)

Mapas sinópticos (análisis) del campo de presiones en superficie de los días 25, 26 y 27 de julio de 1995. La columna de la izquierda se corresponde con las 6:00 h de cada día, y la columna de la derecha a las 18:00h.

Fuente : Instituto Nacional de Meteorología.

Gráfico 7.4

Registros experimentales de la evolución temporal, en la C.T. de Andorra, de la temperatura (dividida entre tres) a 10 metros de altura y de la velocidad y dirección del viento a 60 metros de altura.



7.3.3 Simulación numérica vs. medidas experimentales

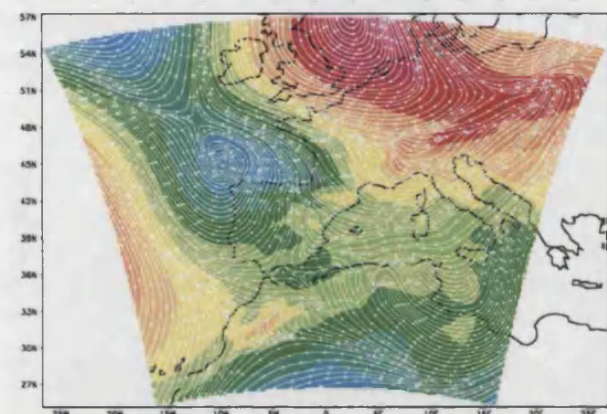
a) Campo de vientos

En las salidas del modelo MM5 que se adjuntan (gráfico 7.5; correspondientes a la malla de 36 km, gráfico 7.2), las líneas blancas son las líneas de corriente del campo de velocidades a 9.75 metros sobre el suelo (primer nivel del modelo). Los colores indican la presión a nivel del mar estimada por el modelo.

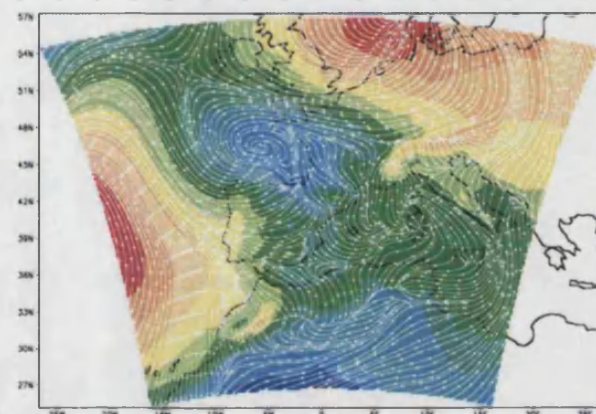
El campo de vientos de la malla dos (la de 36 Km de resolución; gráfico 7.2), reproduce las características sinópticas del campo de presiones descrito anteriormente (gráfico 7.3); ya que el modelo describe la transición zonal de la borrasca atlántica al Norte de la Península Ibérica durante el primer día de simulación (circulación ciclónica en el gráfico 7.5); así como la paulatina extensión del anticiclón de las Azores sobre Europa Occidental durante el segundo y tercer días.

El incremento periódico de la velocidad del viento por las noches, coincide con la evolución temporal registrada experimentalmente en la torre de 60 metros ubicada en la Central Térmica (gráficos 7.4 y 7.6); así como la aparición de las circulaciones de brisa en las capas bajas de la troposfera durante los días segundo y tercero; y el giro, durante la tarde del primer día, del viento desde el Este hasta el Sur.

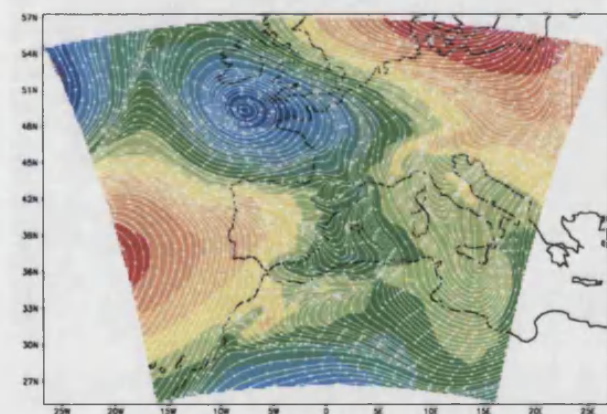
La evolución temporal del campo de vientos sobre la central térmica durante los días de simulación (gráfico 7.6), evidencia claramente su no estacionariedad y su inhomogeneidad bajo



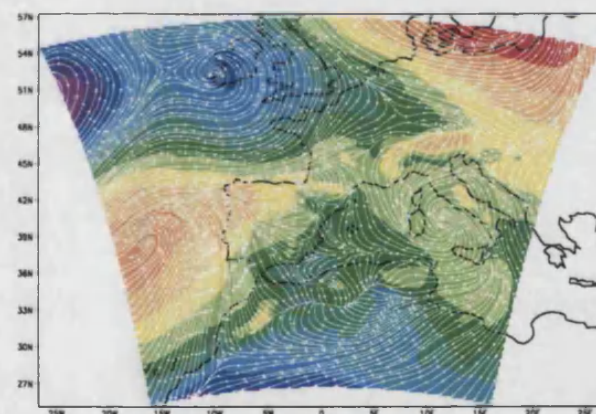
25/07/1995 06:00 h.



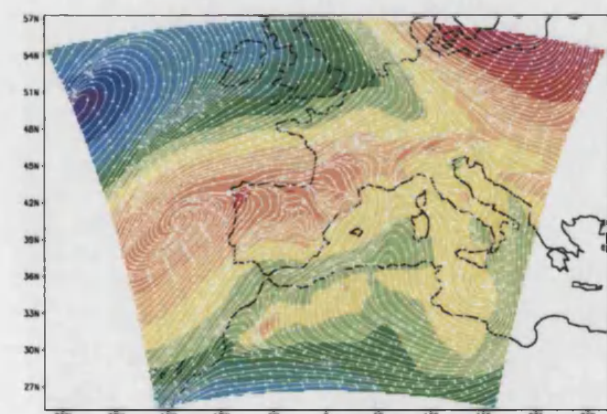
25/07/1995 18:00 h.



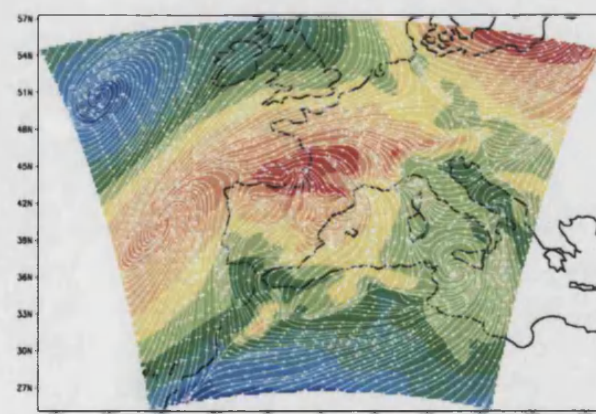
26/07/1995 06:00 h.



26/07/1995 18:00 h.



27/07/1995 06:00 h.



27/07/1995 18:00 h.

Gráfico 7.5

Mapas sinópticos de los días 25, 26 y 27 de julio de 1995. La columna de la izquierda se corresponde con las 6:00 h de cada día, y la columna de la derecha a las 18:00h. Las líneas blancas son las líneas de corriente del campo de velocidades a 9.75 metros sobre el suelo (primer nivel del modelo meteorológico). Los colores indican la presión a nivel del mar.

Gráfico 7.6

Evolución temporal simulada del campo de velocidades, en m/s, a lo largo de la vertical de la C.T. de Andorra y durante el periodo de simulación. Las líneas blancas indican los tres esquemas de emisión empleados: a alturas constantes de 450 y 700 metros, y a alturas variables según el cálculo de sobre-elevación de Briggs.

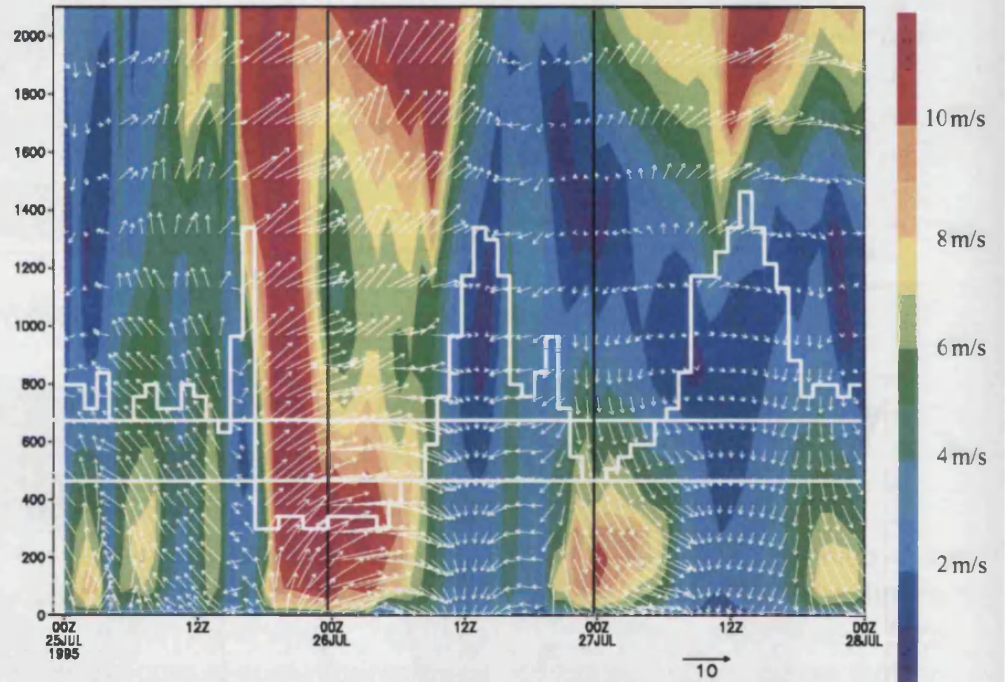
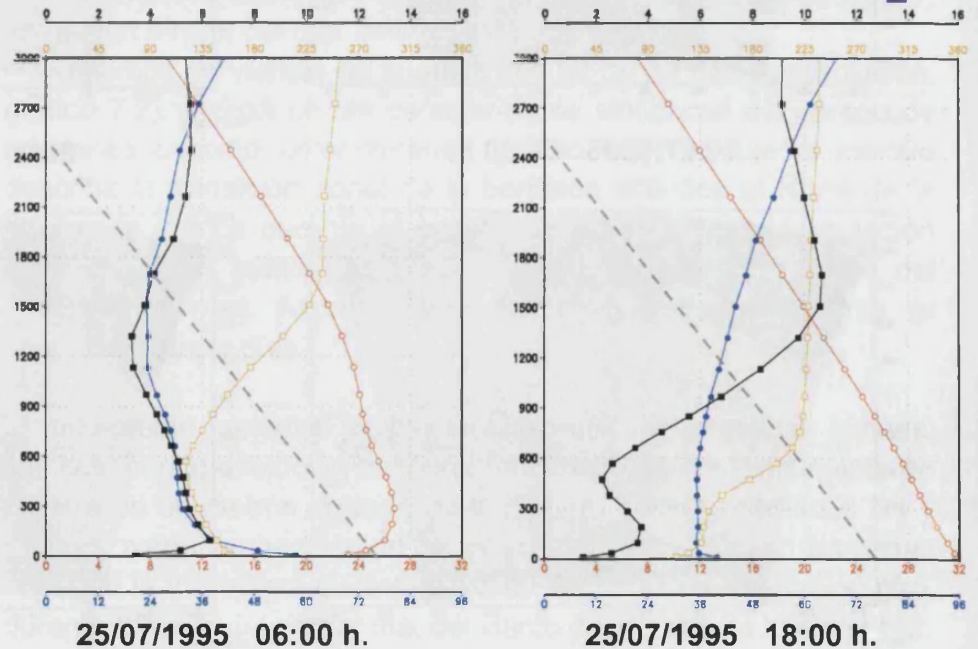
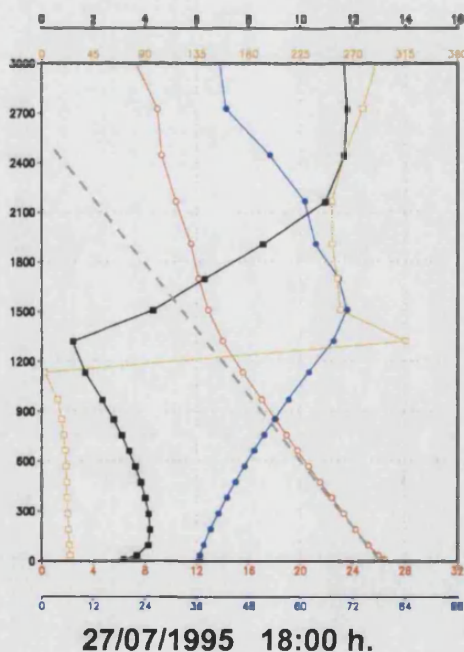
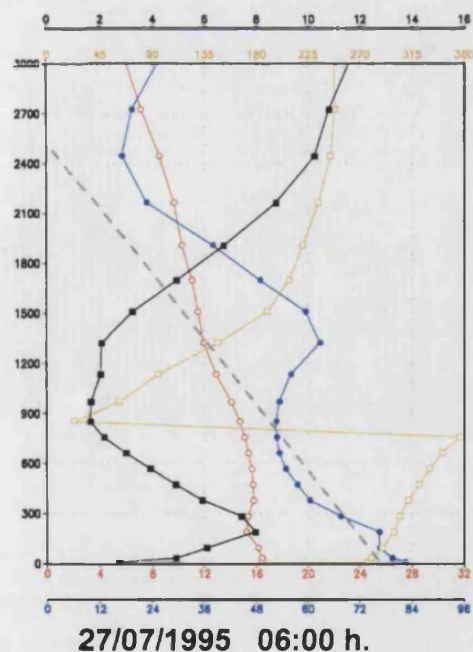
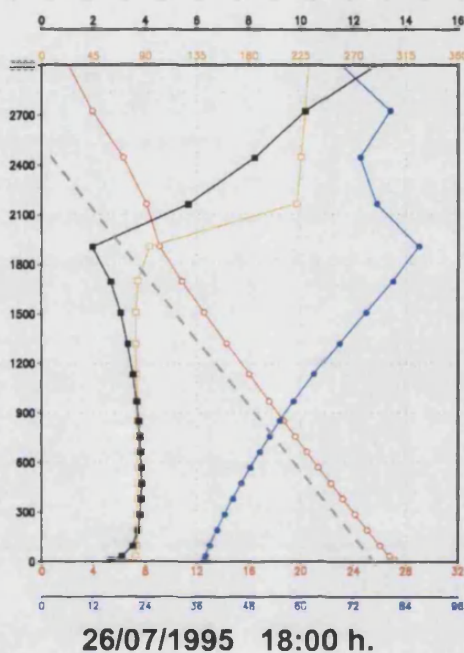
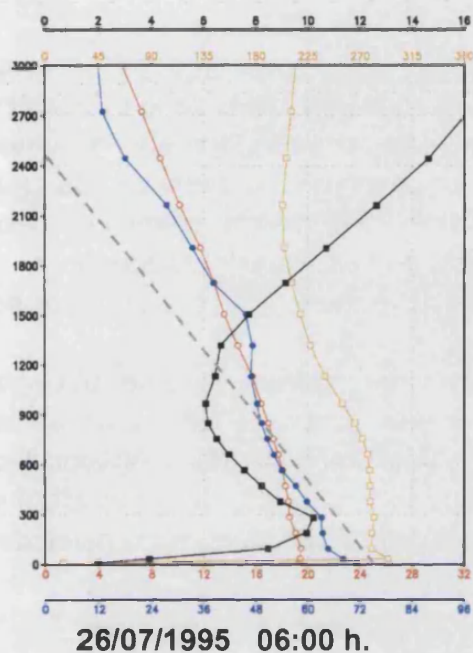


Gráfico 7.7 (Dos páginas).

Perfiles meteorológicos simulados (en la vertical de la central térmica) de temperatura (rojo, en °C), velocidad (negro, en m/s) y dirección del viento (naranja/amarillo, en grados), y humedad relativa (azul, en tanto por ciento), correspondientes a las 6:00 h. (columna de la izquierda) y a las 18:00h. (columna de la derecha). Con línea discontinua gris, se indica la pendiente del perfil adiabático seco de la temperatura. Estos sondeos se corresponden con el gráfico 7.6.



⁶ En el gráfico 7.6, las líneas en blanco muestran las alturas a las que se emitieron las partículas siguiendo los tres esquemas de emisión anteriormente introducidos (450m, 700m y Briggs).



Los perfiles meteorológicos verticales del primer día de simulación (gráfico 7.7) evidencian un campo de vientos verticalmente cizallado, tanto direccionalmente como en el módulo de la velocidad horizontal (entre los 400 y los 900 metros sobre el suelo).

El perfil de temperatura, prácticamente adiabático en los primeros 1200 metros, y la variación vertical de la humedad relativa,

evidencian una capa límite bien mezclada en esos primeros metros (gráfico 7.7).

A primeras horas del segundo día de simulación se observa el cambio en la dirección del viento de las capas bajas de la troposfera (<1000 m), pasando de tener componente Sureste a tener componente Oeste. Por la tarde, se observa en el perfil vertical una capa bien mezclada en los primeros 1800 metros sobre el suelo, con una fuerte cizalladura entre esta primera capa y la superior.

El tercer día, la cizalla entre la capa superficial y la superior se sitúa entorno a los 1200 metros sobre el suelo.

En los perfiles verticales anteriores (gráfico 7.7) se observa claramente como la altura en la que el campo de vientos presenta mayor cizalladura (direccional y del módulo de la velocidad horizontal) oscila entre los 400 metros (primer día de simulación) y los 1800 metros (segundo día de simulación) sobre el nivel del suelo⁷.

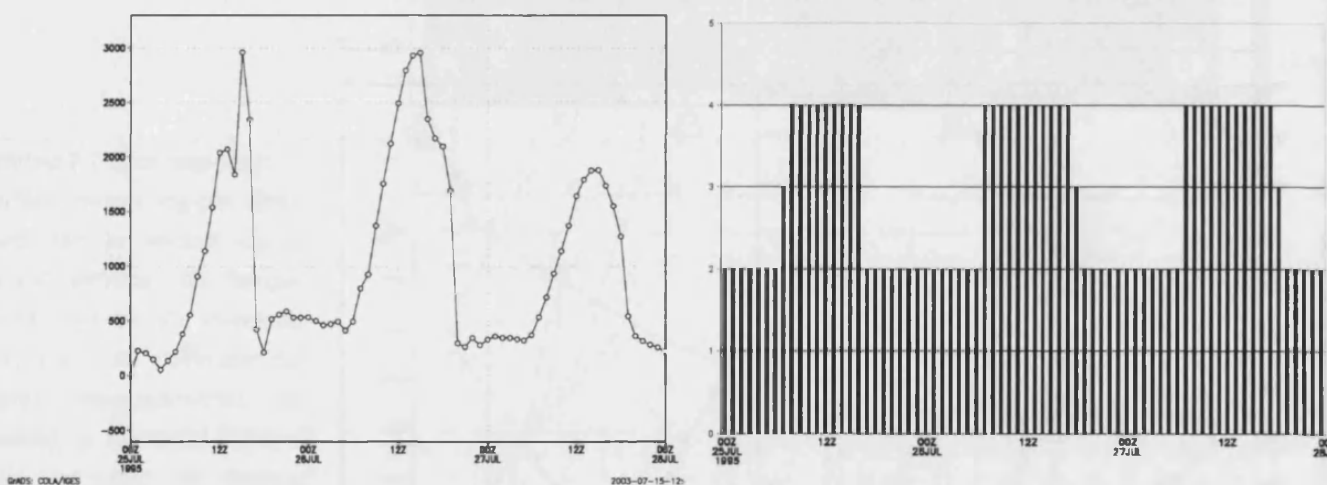


Gráfico 7.8

(a) Gráfico de la izquierda; evolución temporal de la altura de la capa límite estimada (a lo largo de la vertical de la C.T. de Andorra) durante el periodo de simulación, en metros. (b) Gráfico de la derecha; evolución temporal de la descripción de capa límite empleada por el modelo meteorológico (en las coordenadas de la vertical de la C.T. de Andorra) durante el periodo de simulación; la categoría 1 representa capa superficial estable; la categoría 2, capa superficial con turbulencia mecánica amortiguada; la categoría 3, régimen quasi-neutro; la categoría 4, régimen de convección libre.

El hecho de que, en este caso particular, la altura promedio de advección del penacho se encuentre en la zona de mayor

⁷ Este rango de alturas coincide, esencialmente, con los tres esquemas de emisión empleados en las simulaciones realizadas en este escenario dispersivo.

cizalladura vertical de la capa límite hace más relevante el empleo de herramientas mesoescalares y Lagrangianas para su descripción dispersiva. En este sentido, la simulación de este escenario dispersivo empleando tres esquemas de emisión diferentes, todos ellos entorno a la zona de mayor cizalladura del campo de vientos de la baja troposfera, permite cuantificar su efecto sobre la dispersión del penacho de la central térmica de Andorra.

La descripción de la capa límite durante los días simulados con el modelo meteorológico, está caracterizada por una capa superficial en un estado de turbulencia mecánica amortiguada durante las horas nocturnas (categoría dos, de la parametrización de Blackadar implementada en el MM5) y por una capa límite en régimen de convección libre no local (categoría cuatro) durante la mayor parte de las horas diurnas (con fuerte insolación), gráfico 7.8b.

La altura de la capa límite simulada (sobre la vertical de la CT), gráfico 7.8a, se extiende más allá de los 2200 metros de altura durante los dos primeros días, reduciéndose hasta los 1900 metros el tercer día (probablemente debido al refuerzo del anticiclón sobre la península).

Dado que ni existe información meteorológica en altura en la zona de estudio durante la campaña experimental, ni tampoco registros del campo turbulento; para poder valorar la descripción que el modelo hace del campo de vientos, a continuación se comparan las medidas experimentales del transporte del penacho registrado con la furgoneta instrumentada con un COSPEC y un analizador de SO₂ (capítulo dos) que mide la concentración de este contaminante a dos metros sobre el nivel del suelo.

Las diferencias obtenidas tras las simulaciones con el modelo de dispersión, tanto en las dispersiones horizontales en altura como en los impactos en el suelo, se presentan a lo largo de este epígrafe. Los resultados más relevantes (tras comparar las medias experimentales y las simulaciones) se pueden resumir así:

♦ *Día 25 de julio de 1995 (gráfico 7.9):*

Se registran vientos del SE en la dirección del Valle del Ebro, que rolan a SW a media tarde. Este hecho es apreciable tanto en el comportamiento del penacho, caracterizado por el COSPEC, como por la simulación del modelo (empleando las partículas del modelo de dispersión y el penacho de la central térmica como trazadores de oportunidad del campo de vientos).

La evolución dinámica del penacho se corresponde con la migración de la borrasca Atlántica desde el NW peninsular hacia el NE; estando la distribución espacial de los impactos en el suelo bien correlacionada con la dirección preferente de transporte del penacho en altura.

◆ *Día 26 de julio de 1995 (gráfico 7.10):*

Régimen nocturno a primeras horas de la mañana. Con el calentamiento solar, las estructuras de mesoescala comienzan a afectar al penacho que entra en régimen de transición durante las horas centrales del día hasta que, por la tarde, gira hacia el SW de la central debido al desarrollo de la Baja Térmica Ibérica (BTI).

Cabe resaltar que, si bien el eje determinado por el centro de gravedad de la distribución de concentración del penacho define una dirección SW-NE, la dirección preferente de transporte entre las 11:00 h. y las 15:00 h. es hacia el NW de la central térmica.

En este intervalo horario, los registros efectuados en altura y en el suelo muestran el desacoplamiento de los impactos en el suelo con la distribución de concentración en altura*. Las simulaciones, si bien reproducen el comportamiento del penacho en altura (aunque con un retraso temporal de hasta dos horas), evidencian discrepancias con las medidas en superficie, achacables fundamentalmente a dos aspectos: la parametrización de los intercambios verticales en la capa límite (esquema de Blackadar) y los usos del suelo empleados por el modelo dispersivo.

◆ *Día 27 de julio de 1995 (gráfico 7.11):*

Régimen nocturno de vientos con componente Sur, y con una señal del COSPEC que registra un penacho muy 'abierto' cerca de la Central, indicativo de una velocidad de viento baja. Esto es coherente con los resultados del modelo donde se aprecia un escaso transporte de las partículas emitidas durante seis horas posteriores a la emisión.

* 1 mg/m^3 de SO_2 son 0.375 ppm a 20°C y 1 atm .

Día 25 de julio de 1995

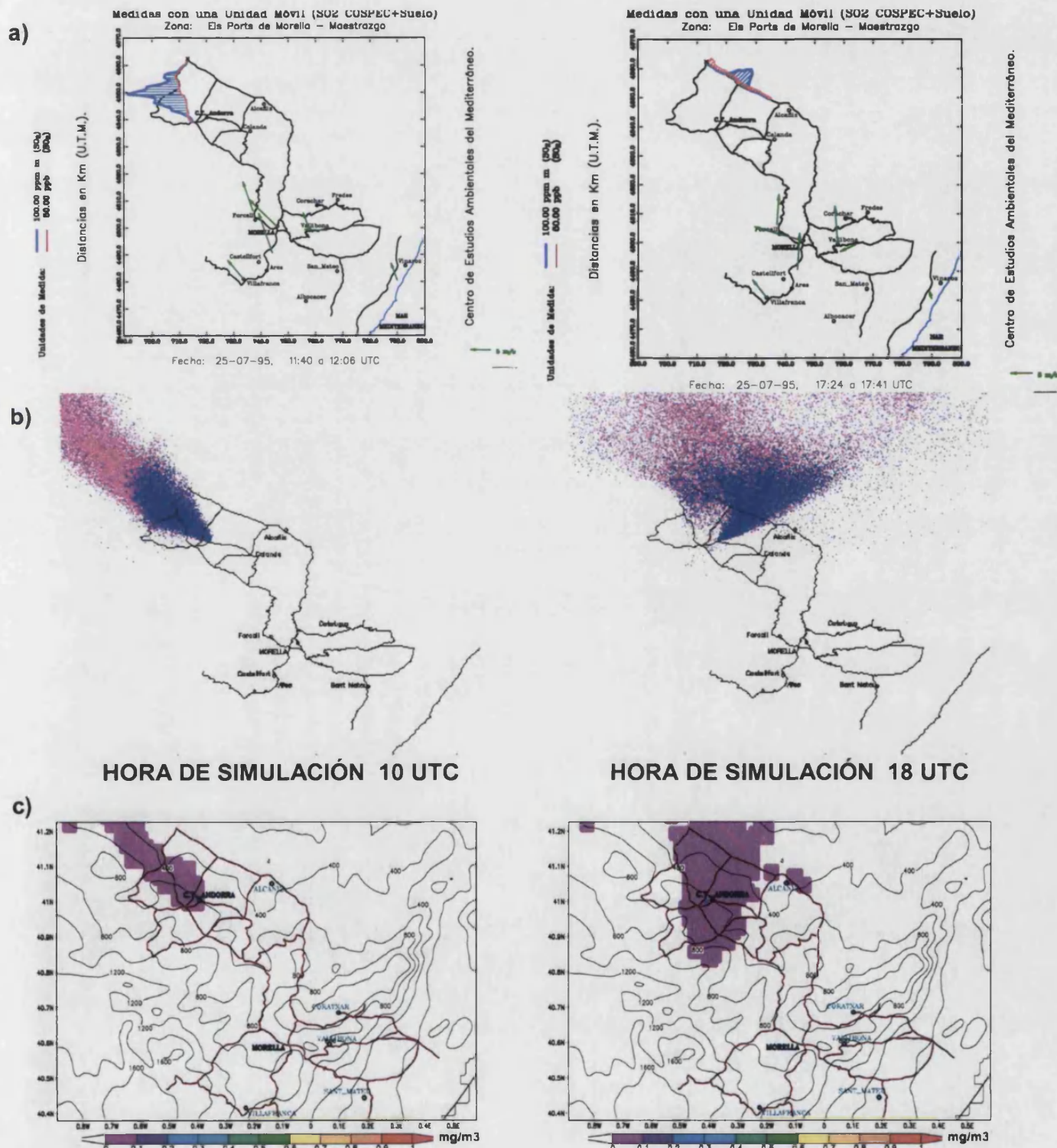
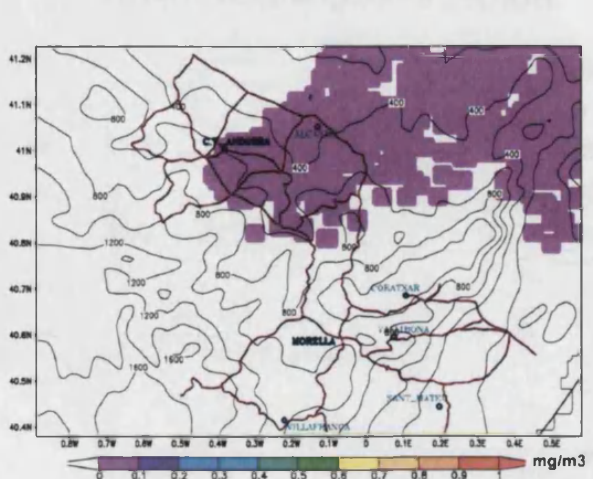
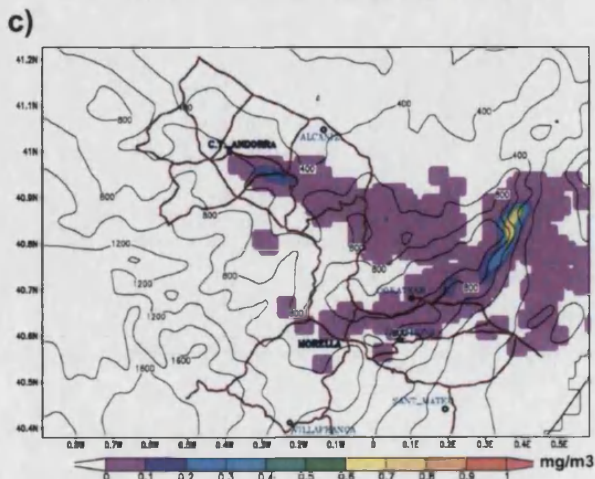
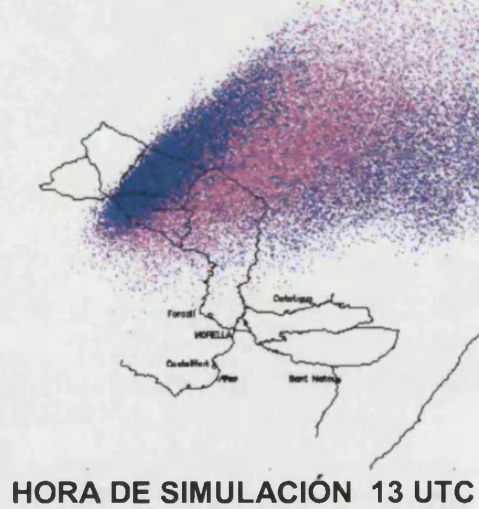
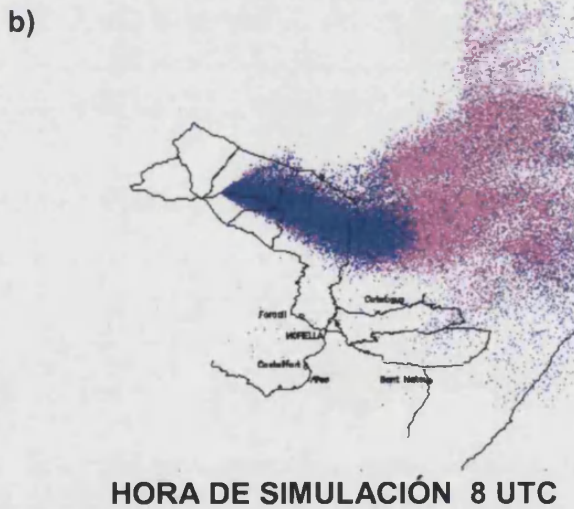
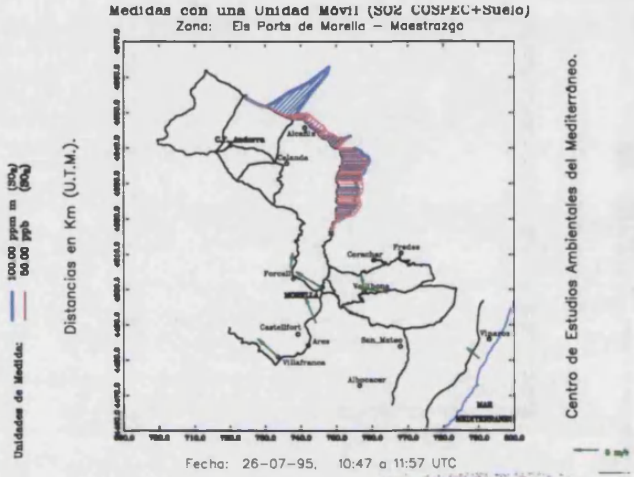
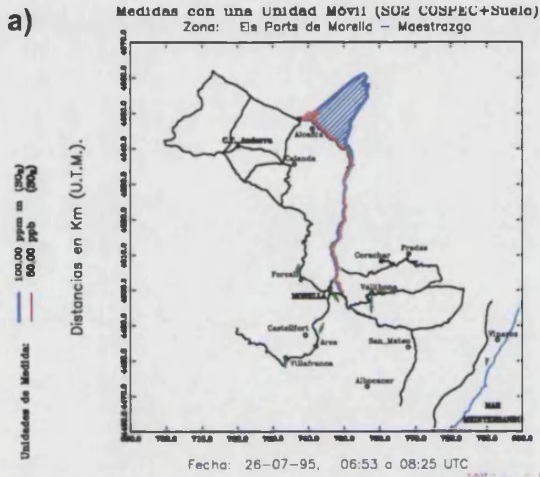


Gráfico 7.9

Primer día de campaña experimental y de simulación. (a) Medidas experimentales del penacho (en azul medidas en altura; en rojo concentraciones en superficie). (b) Simulaciones de la distribución del penacho en altura (azul, rosa y morado: dos, cuatro y seis horas desde la emisión), y (c) de concentraciones en superficie.



Día 26 de julio de 1995



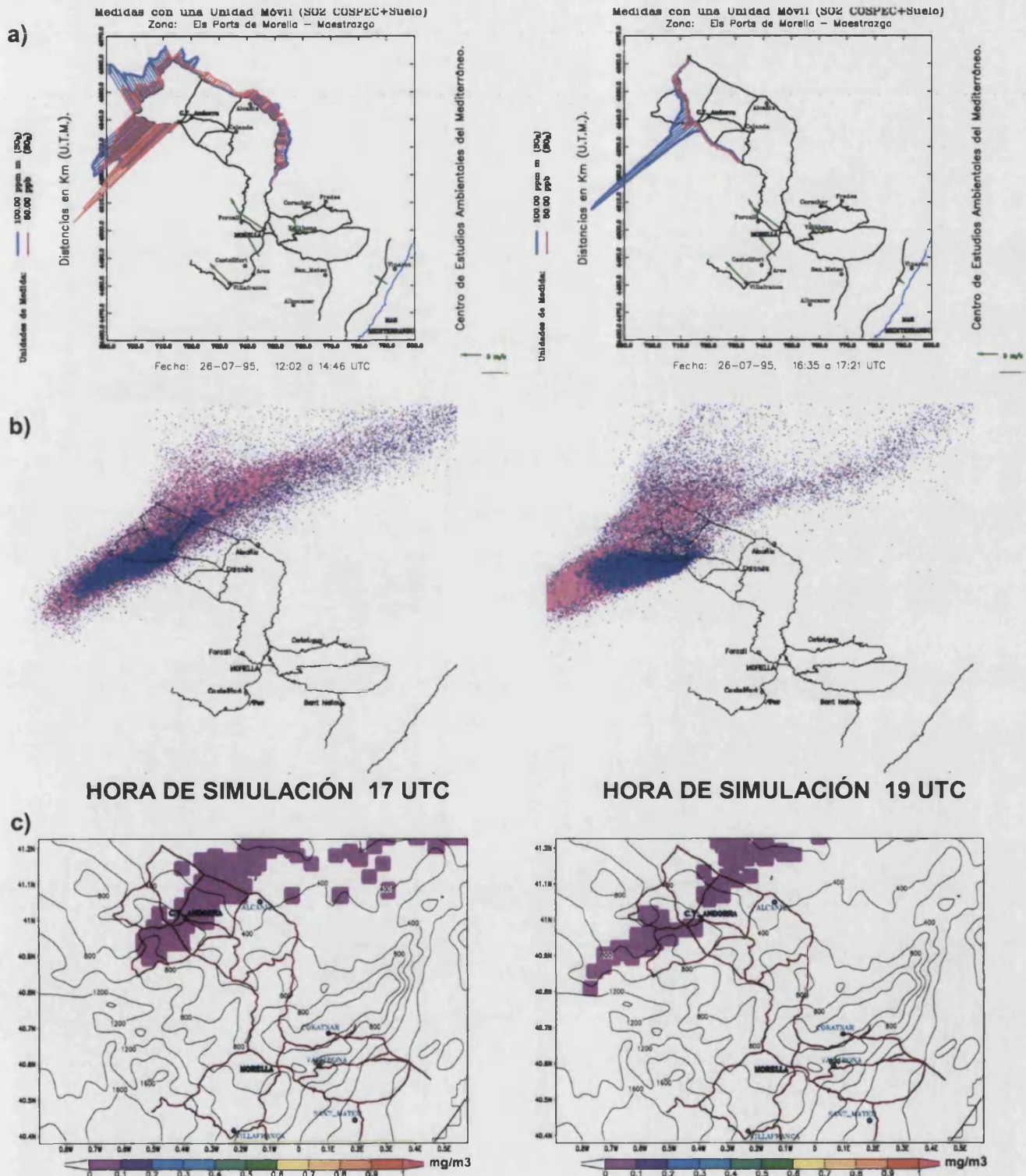
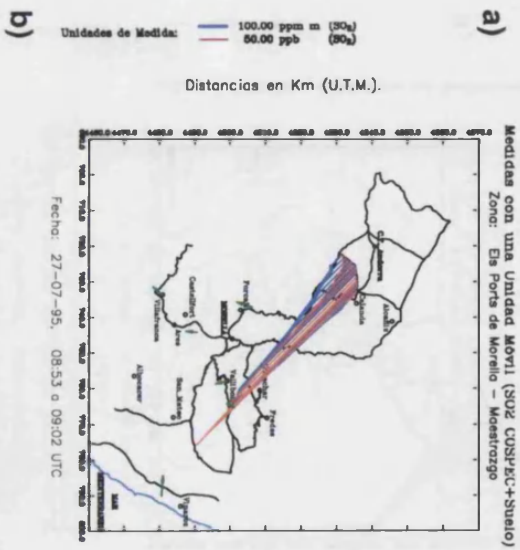


Gráfico 7.10 (Dos páginas)

Segundo día de campaña experimental y de simulación. (a) Medidas experimentales del penacho (en azul medidas en altura; en rojo concentraciones en superficie). (b) Simulaciones de la distribución del penacho en altura (azul, rosa y morado: dos, cuatro y seis horas desde la emisión), y (c) de concentraciones en superficie.

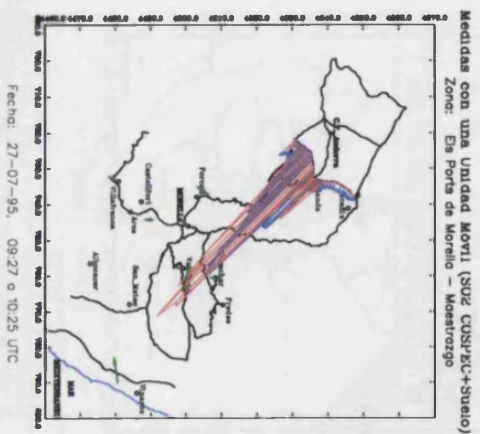
Día 27 de julio de 1995



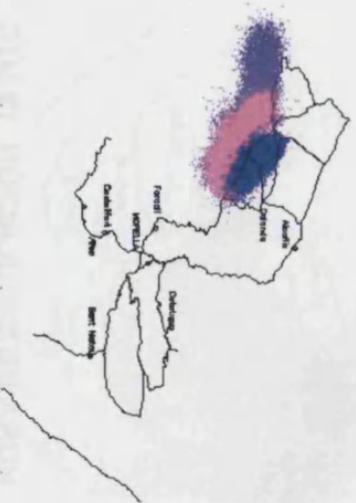
Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo.

Unidades de Medida: 100.00 ppm m (SO_x)
50.00 ppb (SO₂)

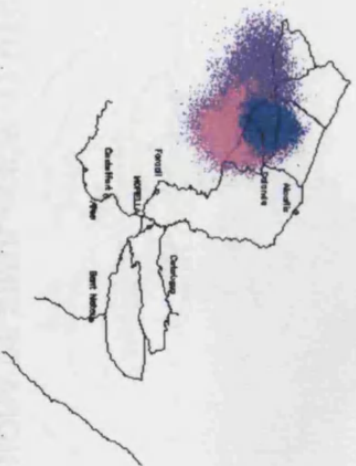
Distancias en Km (U.T.M.).



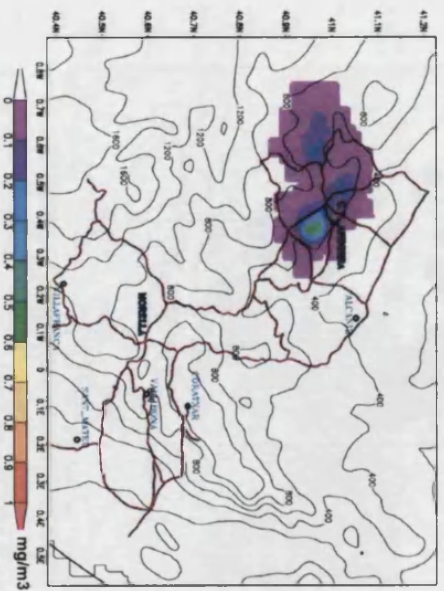
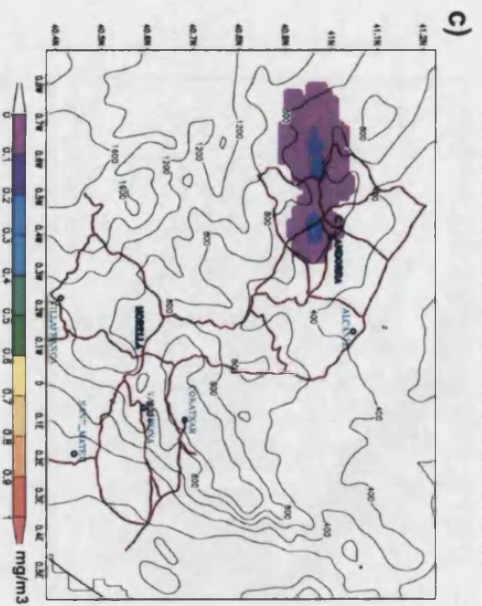
Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo.



HORA DE SIMULACIÓN 9 UTC



HORA DE SIMULACIÓN 11 UTC



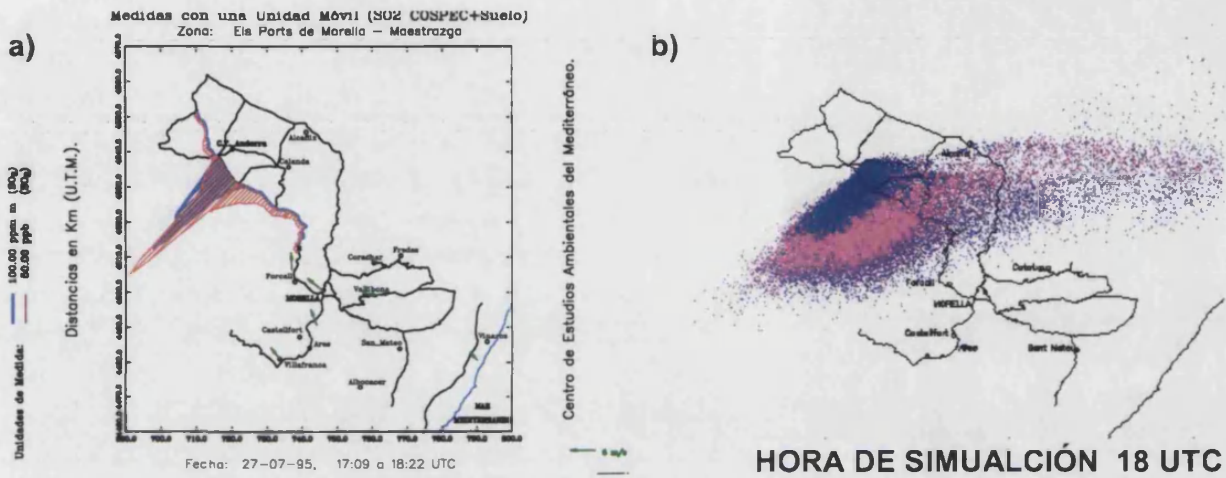


Gráfico 7.11 (Dos páginas)

Tercer día de campaña experimental y de simulación. (a) Medidas experimentales del penacho (en azul medidas en altura; en rojo concentraciones en superficie). (b) Simulaciones de la distribución del penacho en altura (azul, rosa y morado: dos, cuatro y seis horas desde la emisión), y (c) de concentraciones en superficie.

A mediodía hay una indefinición en la dirección que toma el penacho, aunque tanto la simulación como las medidas muestran una cierta tendencia hacia el SE, con importantes impactos en superficie muy próximos a la central térmica.

Por la tarde, de nuevo el comportamiento del penacho está determinado por el desarrollo de la BTI, lo que se aprecia tanto en la simulación como en las medidas experimentales (registrándose un giro hacia el SW).

b) Impactos acumulados en el suelo

El modelo LPD calcula un campo de concentraciones de SO₂ continuo (en toda la malla empleada para hacer la simulación).

Por el contrario, las medidas experimentales de concentración de SO₂ tienen carácter local; es decir, son puntuales (aunque con resolución temporal quinceminutal).

Dado que la variabilidad espacial y temporal del campo de concentraciones de cualquier contaminante atmosférico es muy grande en entornos topográficos complejos, no es razonable intercomparar las concentraciones simuladas en un punto geográfico concreto con medidas experimentales. Más bien, tiene mayor sentido determinar los patrones acumulados durante un periodo de tiempo lo suficientemente elevado como para atenuar la variabilidad temporal, y comparar los resultados simulados con los medidos experimentalmente, de manera simultánea, en diferentes puntos geográficos con una cobertura espacial que se pueda considerar representativa de la zona de estudio.

De este modo, además de atenuar los efectos asociados a la variabilidad temporal, se puede evaluar la representatividad de la distribución espacial del campo de concentraciones simuladas.

En este epígrafe se comparan las concentraciones de SO₂ acumuladas durante los tres días de campaña, en los emplazamientos de los que se dispone de medidas (tabla 7.1), con los valores acumulados simulados con el modelo de dispersión.

El patrón de impactos del penacho de la central térmica, simulados y acumulados durante los tres días de campaña, presentan (para los tres esquemas de emisión simulados) características cuantitativas diferentes (gráfico 7.12). Obviamente, hay una correlación inversa entre las alturas de emisión y las concentraciones registradas a nivel del suelo. En este sentido, el esquema de emisión de Briggs presenta unos impactos acumulados un orden de magnitud inferiores a los de alturas constantes de 450 y 700 metros sobre el suelo.

No obstante, incluso desde un punto de vista cualitativo se aprecian semejanzas importantes. Con los tres esquemas de emisión, aparecen dos grandes zonas en las que el modelo de dispersión tiende a simular impactos: entorno a la central térmica (en un radio de unos 20 kilómetros respecto de la chimenea) y a unos 75 kilómetros (a sotavento de la estribación más septentrional de las sierras del Maestrazgo).

El tipo de procesos físicos asociados a los impactos a sotavento de la cadena montañosa, se describen con mayor detalle en el contexto del escenario dispersivo invernal (por ser más intensos en este tipo de escenarios)

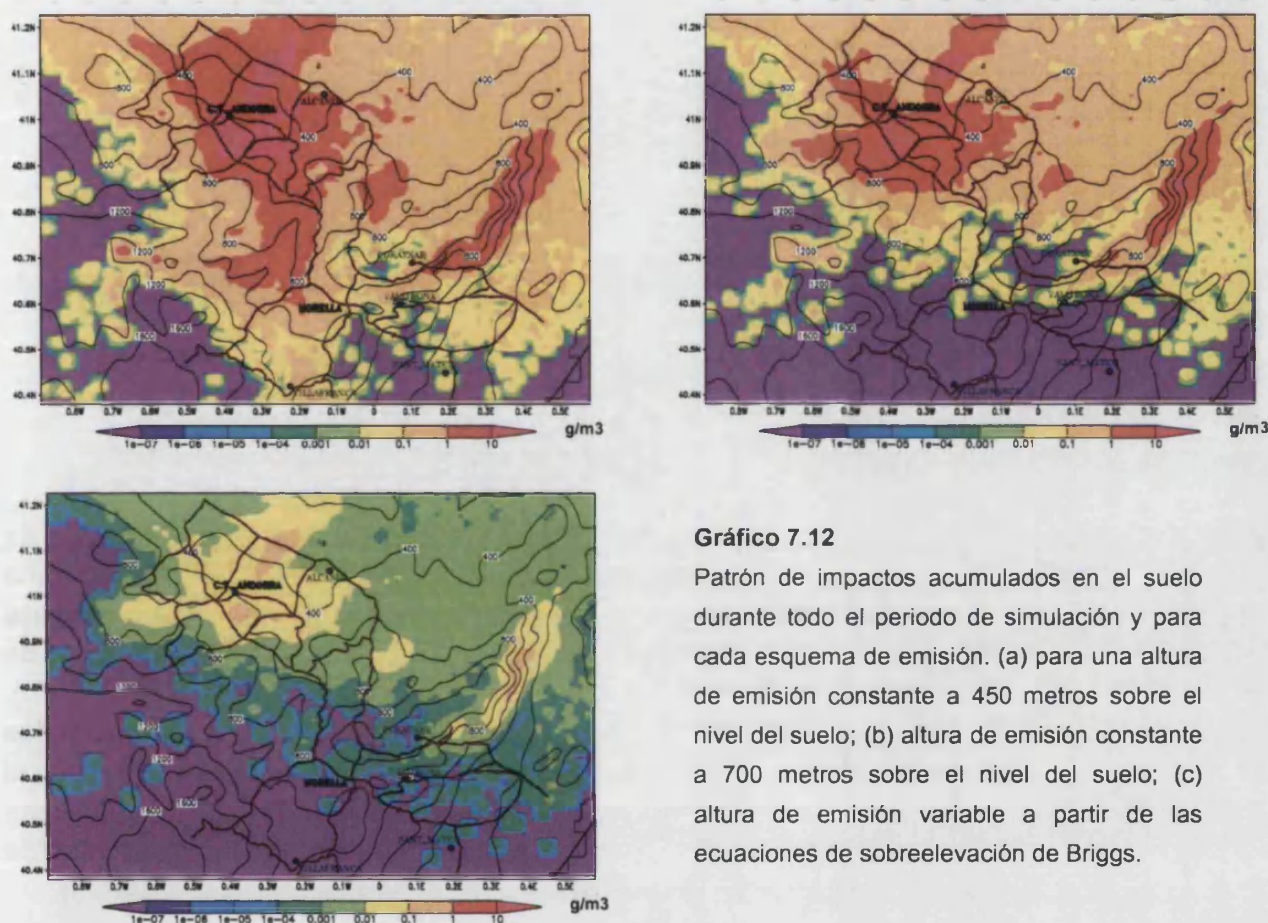


Gráfico 7.12

Patrón de impactos acumulados en el suelo durante todo el periodo de simulación y para cada esquema de emisión. (a) para una altura de emisión constante a 450 metros sobre el nivel del suelo; (b) altura de emisión constante a 700 metros sobre el nivel del suelo; (c) altura de emisión variable a partir de las ecuaciones de sobreelevación de Briggs.

Al separar los impactos acumulados (simulados según el esquema de emisión de Briggs) en dos grupos, los que se producen durante las horas diurnas y los que ocurren durante las nocturnas, se observa un patrón de impactos marcadamente diferente (gráfico 7.13).

Entre las 7:00 h. y las 22:00 h., los impactos próximos se producen de manera prácticamente isótropa entorno a la central térmica. Los lejanos, estrictamente asociados a algunas zonas a sotavento de cadenas montañosas, se corresponden a) a efectos orográficos asociados al transporte nocturno durante las primeras horas de la mañana, y b) a los periodos de transición durante la activación de las circulaciones mesoescalares que rompen el régimen nocturno de transporte.

ACUMULADO DIURNO (de 7:00 h. a 22:00 h.) ACUMULADO NOCTURNO (22:00 h a 7:00h)

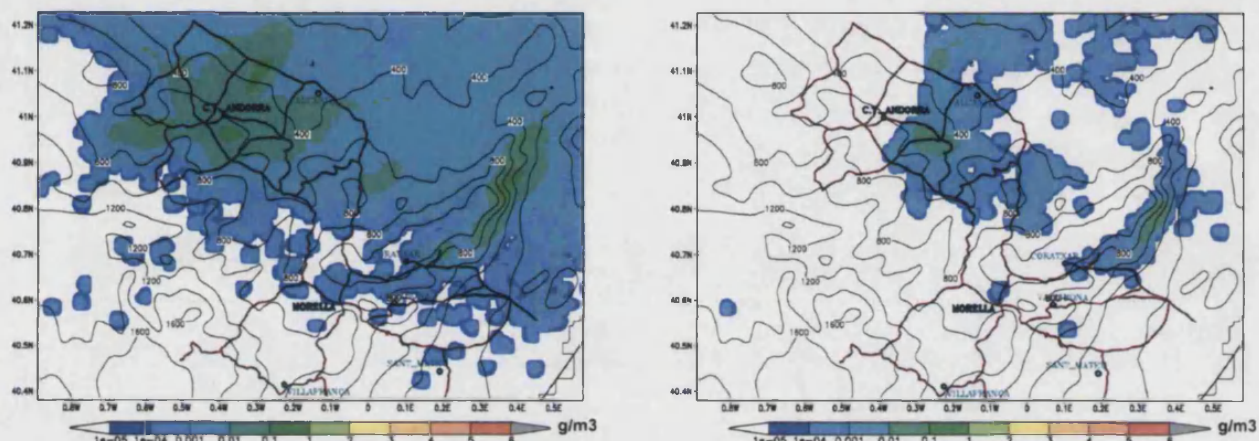


Gráfico 7.13

Concentraciones acumuladas de SO_2 en el suelo durante todo el periodo de simulación. (a) durante horas diurnas; (b) durante horas nocturnas.

Durante las horas nocturnas, de 22:00 h. a 7:00 h., el patrón de impactos simulados en el suelo durante los días de campaña muestra más claramente las direcciones preferentes de transporte del penacho en altura; con una clara componente NW (que coincide con el derrame nocturno canalizado según el eje del valle del Ebro). Se observan, siguiendo este eje, tres zonas de mayor impactos: dos a sotavento de las montañas de las sierras del Maestrazgo (por el puerto de Torre Miró y hacia el Norte de Fredes) y la tercera, más próxima a la central, por la zona montañosa del embalse de Mas de las Matas (entre las localidades de Calanda y Mas de las Matas).

A la vista de las concentraciones de SO_2 acumuladas a partir de las medidas efectuadas durante los tres días de campaña (gráfico 7.14b), y considerando la distribución espacial de los nueve emplazamientos donde se efectuaron estas medidas (gráfico 7.14a), se pone de manifiesto que son las estaciones ubicadas en las proximidades de la chimenea (Mas de las Matas, Foz-Calanda, La Monagrega y Alcorisa) las que registran impactos un orden de magnitud por encima de los valores registrados en las cabinas de control situadas a distancias mayores (Vallibona y Morella).

Para poder comparar cuantitativamente esta distribución espacial de las concentraciones acumuladas medidas experimentalmente con las simuladas, se han definido tres áreas que se corresponden con las zonas geográficas en las que se encuentran distribuidos los emplazamientos de medida.

- La zona uno (en rojo) queda determinada por las estaciones de medida más próximas a la central térmica; con valores de

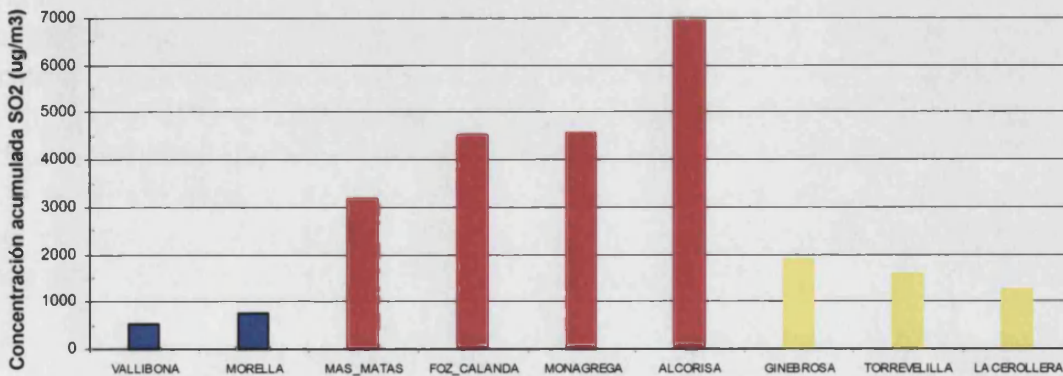
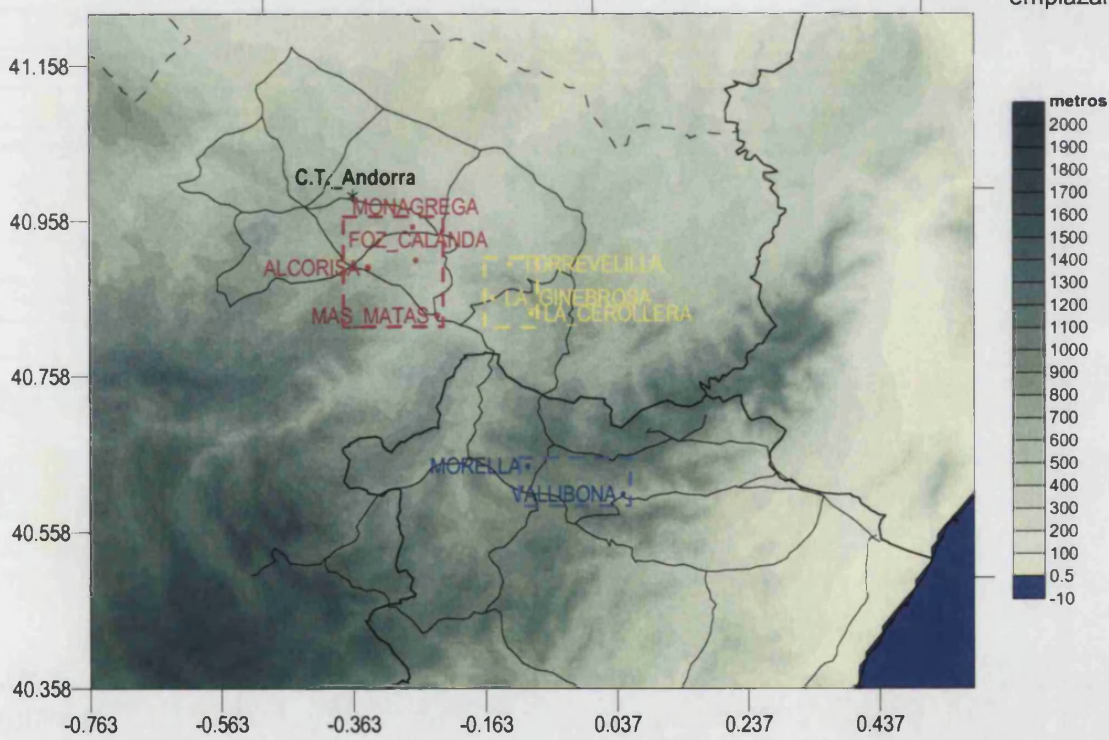
concentración de SO₂ acumulada por encima de los 3000 µg/m³ y a distancias inferiores a los 20 kilómetros.

- La zona dos (en amarillo) se corresponde con emplazamientos situados entorno a los 30 kilómetros de la central térmica; y que registran concentraciones de SO₂ acumuladas entre los 1000 µg/m³ y los 2000 µg/m³.
- La zona tres (en azul) está determinada por los dos emplazamientos más lejanos a la chimenea; ubicados a distancias superiores a los 40 kilómetros, y con concentraciones acumuladas inferiores a los 1000 µg/m³.

Gráfico 7.14

a) Agrupación espacial de los emplazamientos de los que se disponen datos durante esta campaña experimental.

b) Concentración acumulada durante los tres días de campaña; se observan tres patrones claramente diferentes, asociados a la ubicación geográfica de los emplazamientos.



Como ya se indicó anteriormente en la descripción de un escenario dispersivo estival típico, los impactos registrados en las diferentes estaciones están asociados a procesos atmosféricos diferentes. La variabilidad día/noche⁸ de las concentraciones acumuladas en las diferentes estaciones es una clara evidencia de ello (gráfico 7.15).

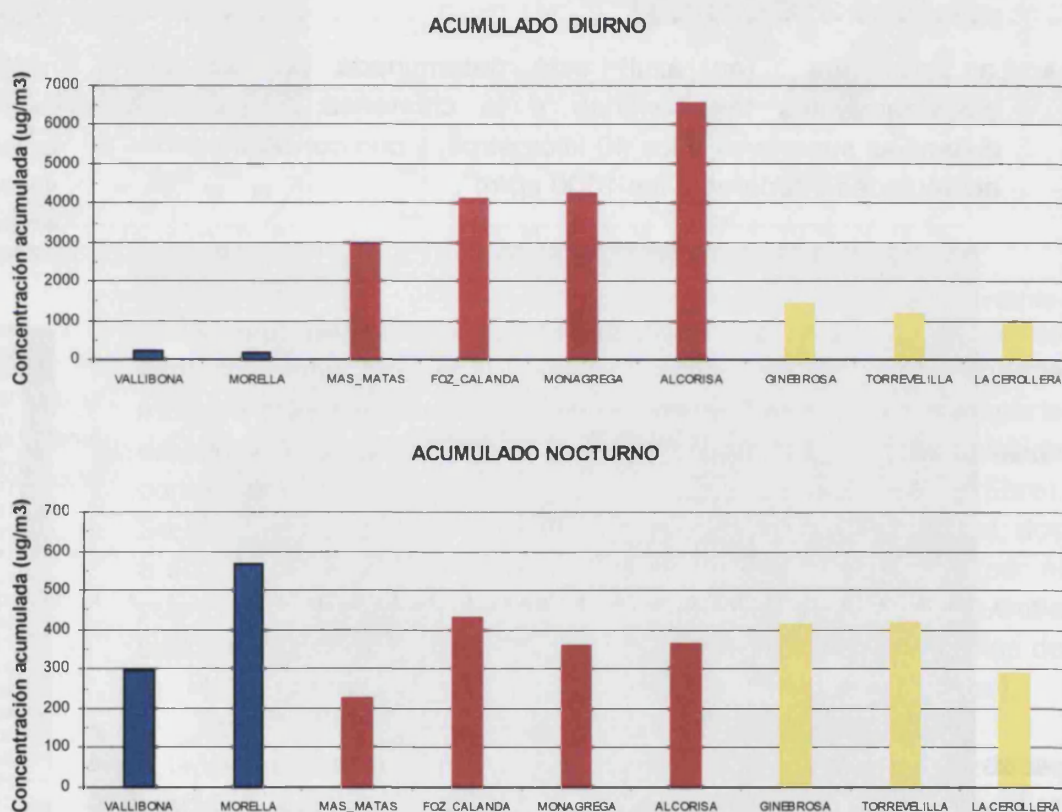


Gráfico 7.15

Concentraciones acumuladas, diurnas y nocturnas, durante los tres días de campaña en los emplazamientos de los que se dispone de datos.

Se considera diurno al periodo comprendido entre las 7:00 h. y las 22:00h.

En las estaciones próximas a la central térmica (zona uno, en rojo), la evolución temporal de los impactos de SO₂ (gráfico 7.16) muestra que los impactos se produjeron fundamentalmente los días 26 y 27 de julio, durante las horas de mayor insolación (turbulencia térmica). La contribución nocturna a la concentración acumulada de SO₂ es mínima (del orden de las de los emplazamientos lejanos, gráfico 7.15) si se compara con la contribución diurna.

En las estaciones lejanas (zona tres, en azul), prácticamente la totalidad de los impactos se produjeron durante ocho horas del día 27 de julio (gráfico 7.17). En estos emplazamientos lejanos, los impactos están asociados a la advección del penacho en régimen

⁸ Se considera periodo diurno desde las 7:00 h. a las 22:00 h.

nocturno y/o a la activación de las circulaciones de mesoescala (periodos de transición).

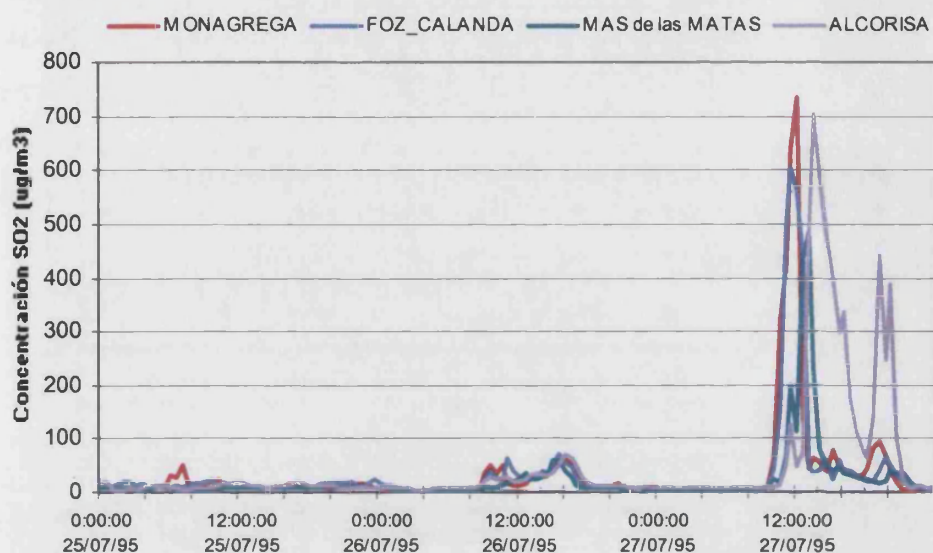


Gráfico 7.16

Evolución temporal de la concentración de SO₂ registrada en cuatro emplazamientos ubicados a menos de 20 kilómetros de la chimenea de la central térmica de Andorra (Teruel).

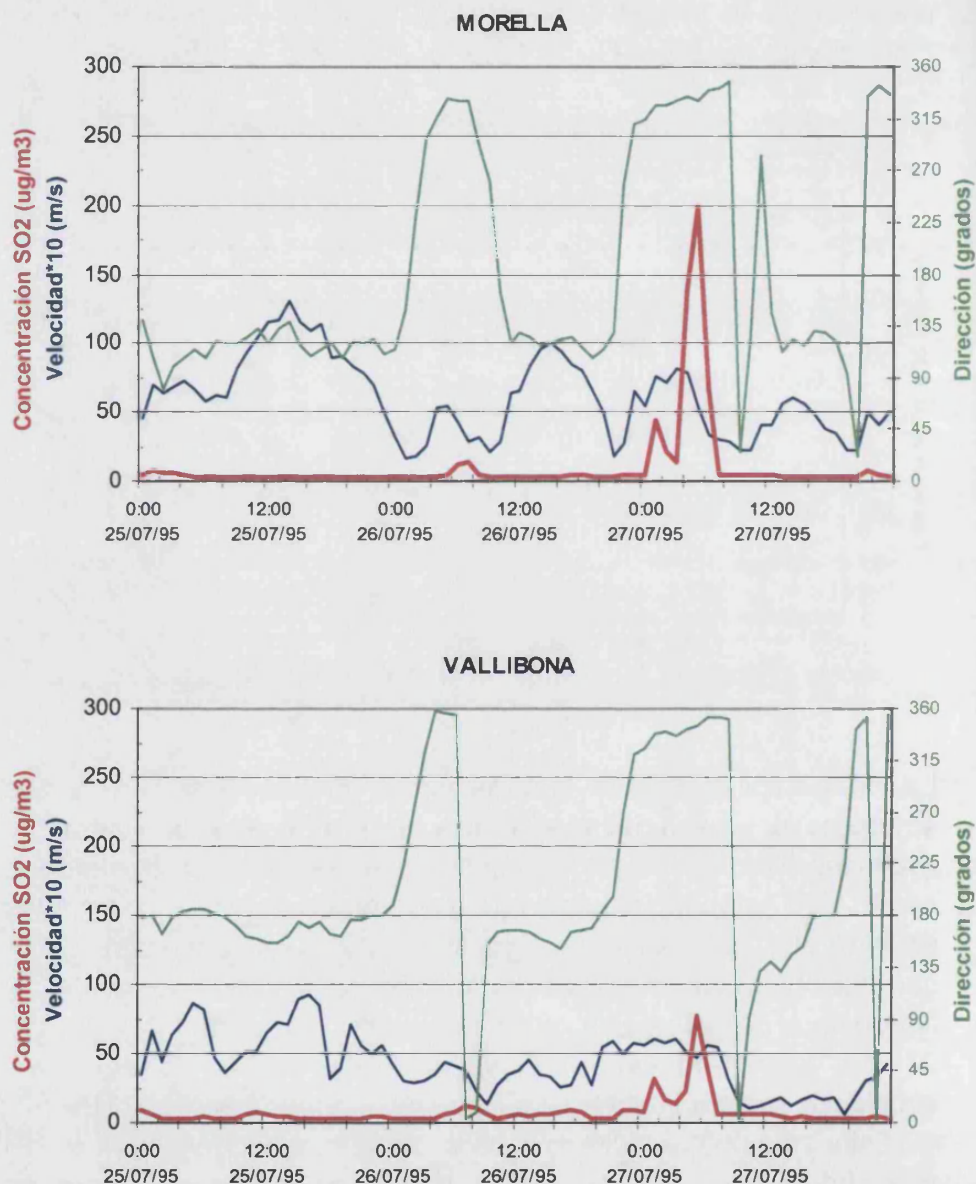
La disponibilidad de información meteorológica en estos emplazamientos lejanos permite caracterizar con mayor detalle la evolución temporal de las concentraciones de SO₂ registradas. Así, se observa como la secuencia temporal de los impactos registrados en Morella y Vallibona (gráfico 7.17) se encuentra bien correlacionada con el giro de la dirección del viento desde el Oeste-Noroeste al Nor-Noroeste, entre las 00:00 h. y las 10:00 h. del día 27 de julio (momento en el que comienzan a registrarse circulaciones de origen térmico, con componente Sureste).

Este giro de la dirección viento (y consecuentemente del penacho en altura) vino acompañado de consecutivos impactos en el suelo: primero en Morella (máximo a las 4:00 h.), y casi simultáneamente (aunque con un ligero retraso) en Vallibona (máximo a las 5:00 h.).

Dada la incertidumbre relativa a la masa total de SO₂ emitida realmente por la central térmica de Andorra durante la campaña de medida (sólo se dispone del promedio mensual del caudal total emitido y de las concentraciones de SO₂ emitidas cada 30 minutos), no es representativo de la "validez" de los resultados del modelo el realizar directamente un análisis cuantitativo entre las concentraciones a nivel del suelo registradas experimentalmente y las obtenidas tras la simulación.

Gráfico 7.17

Evolución temporal de los registros meteorológicos y de concentración de SO_2 , para los emplazamientos ubicados a más de 40 kilómetros de la chimenea de la central térmica de Andorra (Teruel).



No obstante, para cuantificar hasta qué punto el patrón de impactos simulado se asemeja al que se deduce a partir de los registros experimentales, es posible comparar ambos campos de concentración (real y simulado) a partir de las variaciones porcentuales de las concentraciones a nivel del suelo en diferentes zonas del área de estudio (a diferentes distancias de la fuente y con diferentes características orográficas).

Al comparar, en las tres zonas seleccionadas, las variaciones porcentuales entre el día y la noche medidas experimentalmente

con las obtenidas con modelo LPD (gráfico 7.18 y tabla 7.2); se observa que sí se ha reproducido la tendencia a la predominancia de impactos diurnos o nocturnos según zonas.

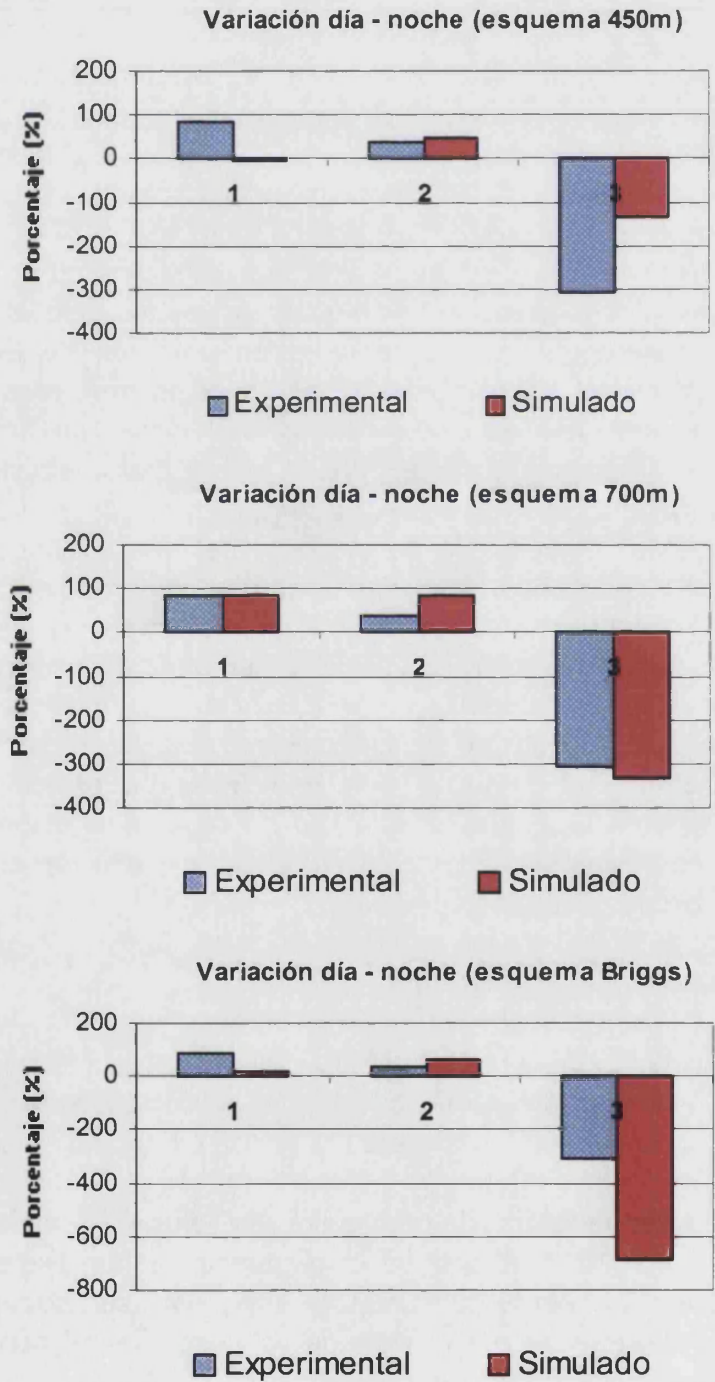


Gráfico 7.18

Comparativa, por zonas geográficas, de las variaciones porcentuales, entre el día y la noche, de las concentraciones promedio registradas durante los tres días de campaña. Variaciones positivas indican predominancia de impactos diurnos; variaciones negativas, predominancia de impactos nocturnos.

La zona 1 representa a una zona geográfica (gráfico 7.14a, en rojo) situada a menos de 20 kilómetros del foco emisor; la zona 2, a distancias entorno a los 30 kilómetros; y la zona 3 a distancias superiores a 40 kilómetros de la central térmica de Andorra (Teruel).

En color azul, las variaciones calculadas a partir de los valores registrados experimentalmente; en color rojo, las variaciones calculadas a partir de los resultados de las simulaciones efectuadas con los tres esquemas de emisión.

Estos gráficos se corresponden con los datos presentados en la tabla 7.2.

VARIACIÓN PORCENTUAL DE LA CONCENTRACIÓN DE SO ₂ ENTRE EL DÍA Y LA NOCHE				
	Experimental	Emisión a 450 m	Emisión a 700 m	Emisión según Briggs
ZONA1	85.9	-5.3	87.0	16.7
ZONA 2	38.8	49.4	87.6	58.9
ZONA 3	-305.6	-135.0	-330.0	-690.0

Tabla 7.2

Variaciones porcentuales, entre el día y la noche, de las concentraciones promedio registradas durante los tres días de campaña. Variaciones positivas indican predominancia de impactos diurnos; variaciones negativas, predominancia de impactos nocturnos. Esta tabla se corresponde con el gráfico 7.18.

Al igual que ocurre con los registros experimentales; en las simulaciones con el modelo LPD, y con independencia del esquema de emisión empleado⁹, predominan los impactos diurnos del penacho en el suelo en las zonas uno y dos; mientras que son los nocturnos los que prevalecen en la zona tres.

Como ya se puso de manifiesto, los impactos próximos a la central están asociados a horas diurnas, en las que el modelo emplea la categoría cuatro de la parametrización de Blackadar (convección libre). Por el contrario, los impactos simulados durante las horas nocturnas se calculan bajo un régimen de turbulencia mecánica amortiguada (categoría 2 de la parametrización de Blackadar).

Pese a la limitación de no disponer de información completa sobre las condiciones de emisión durante la campaña, el hecho de que el modelo reproduzca el patrón de impactos registrado experimentalmente bajo condiciones turbulentas esencialmente diferentes (con parametrizaciones diferentes) es indicativo de la capacidad del modelo de describir el impacto del penacho de la central térmica de Andorra bajo condiciones no estacionarias e inhomogéneas (asociadas a este tipo de escenarios dispersivos y en este tipo de entornos orográficos) en un entorno de, al menos, setenta kilómetros de la chimenea.

c) Difusión turbulenta horizontal

Las mayores discrepancias entre los valores experimentales y los obtenidos con el modelo de dispersión, se corresponden con los días indicados en rojo en la tabla 7.3 (y con un círculo en el gráfico 7.19).

Con independencia del esquema de emisión empleado, el escenario dispersivo al que se corresponden estas discrepancias coincide con las horas centrales del día y está caracterizado (en términos dispersivos) por la falta de un claro eje del penacho (o dirección de transporte).

⁹ Alturas de emisión constantes de 450 metros y 700 metros sobre el suelo; y alturas de emisión variables según las ecuaciones de sobre elevación de Briggs.

La consecuente indefinición de un plano transversal a la dirección preferente de transporte, implica una escasa (o nula) significación física de la desviación típica de la distribución registrada con el COSPEC o de la calculada, a una distancia fija de la chimenea, con un modelo de dispersión.

Para realizar el ajuste entre los valores experimentales y los obtenidos de las simulaciones (tabla 7.4), se ha prescindido de los tres valores de la dispersión medidos experimentalmente durante los periodos de transición (tabla 7.3, en rojo). Estos valores, asociados a intervalos de tiempo en los el movimiento del penacho no tiene un eje de transporte claro, carecen de la significación física atribuible a las desviaciones estándar de distribuciones de concentración de contaminantes

Tabla 7.3.

Valores experimentales y simulado de las dispersiones horizontales transversales. Los valores simulados se corresponden con los tres esquemas de emisión empleados. Las horas de inicio y fin se corresponden con el intervalo horario en el que se realizaron las medidas experimentales.

Día	Hora Inicio	Hora Fin	Distancia (Km)	Dispersión Experimental (Km)	Dispersión simulada Briggs (Km)	Dispersión simulada 700m (Km)	Dispersión simulada 450m (Km)
25/07	09:50	11:30	6.07	0.79	1.31	1.24	1.16
25/07	16:17	16:54	15.49	0.92	2.79	3.05	2.55
25/07	17:24	17:54	15.06	1.41	3.04	2.82	2.53
26/07	07:15	08:49	9.97	1.89	1.24	1.30	0.95
26/07	08:57	09:17	9.94	1.96	2.38	2.19	1.77
26/07	09:25	10:06	19.14	4.63	5.48	5.58	5.27
26/07	10:47	11:35	13.15	1.78	3.95	4.58	4.36
26/07	16:35	18:00	9.03	2.1	6.45	11.9	9.80
27/07	17:09	18:20	8.42	1.97	4.20	8.74	11.8

Las diferencias cuantitativas entre los valores de la dispersión calculados a partir de los tres esquemas de emisión, se derivan de la anisotropía del campo de vientos presente durante los periodos de transición (observar que las mayores diferencias se corresponden con estos periodos; días segundo y tercero).

Especialmente en estos periodos de activación de las circulaciones mesoescalares, la respuesta de los modelos meteorológico y dispersivo están fuertemente determinados por los esquemas de parametrización de la capa límite empleados y por la descripción de los usos del suelo introducidos en los modelos.

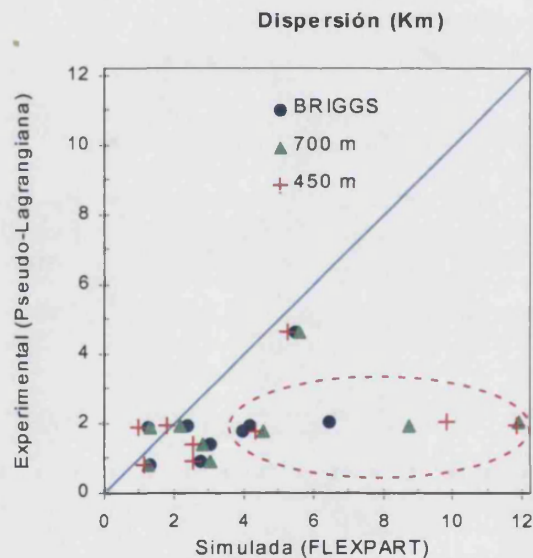
Tras realizar el ajuste entre los valores experimentales y los simulados según los tres esquemas de emisión, se han obtenido significaciones estadísticas similares para la difusión turbulenta horizontal del penacho en altura (en el anexo A se definen los estadísticos que son empleados en este epígrafe); valores de la

pendiente próximos a uno con p-valores del orden de 0.05¹⁰; por el contrario, el valor obtenido de la ordenada en el origen del ajuste presenta una escasa significación estadística (> 0.05).

El parámetro adimensional de acuerdo (anexo A), presenta valores prácticamente idénticos, y próximos a uno, con independencia del esquema de emisión empleado. Este resultado corrobora, desde un punto de vista estadístico, que la variación observada es estimada por el modelo con una exactitud del orden del 84%.

Gráfico 7.19.

Representación gráfica de los valores experimentales y simulados de la dispersión transversal horizontal (para los tres esquemas de emisión).



Se evidencia una clara dependencia del esquema de emisión empleado con la contribución sistemática y no sistemática al error cuadrático medio (tabla 7.4). Mientras que emitiendo de manera constante durante todo el periodo de simulación a 450 metros de altura se obtiene un error cuadrático medio sistemático (MSEs) del 23% del error cuadrático medio total (MSE); con los otros dos esquemas de emisión se obtienen contribuciones sistemáticas al error cuadrático medio total del orden del 45%.

La magnitud de los errores cuadráticos medios obtenidos tras el ajuste (del orden de 1 km) son del todo aceptables dadas las incertidumbres asociadas al propio procedimiento de medida¹¹ (capítulo 2)

¹⁰ Es de general aceptación el siguiente criterio: p -valor ≤ 0.001 (***, excelente significación); p -valor ≤ 0.01 (**, muy significativo); p -valor ≤ 0.05 (*, significativo); p -valor > 0.05 (•, no significativo).

¹¹ La resolución espacial con la que se obtienen las medidas experimentales es de 1 km. Los errores aleatorios asociados al proceso de georreferenciación pueden llegar a ser del orden de 200 metros.

7. Descripción de dos escenarios dispersivos 249

Dados los errores no sistemáticos obtenidos (tabla 7.4), es evidente que la metodología empleada en este escenario estival es capaz de reproducir las medidas experimentales de la difusión turbulenta horizontal de una manera estadísticamente significativa.

	m	b	ES(m)	ES(b)	p-valor (m)	p-valor (b)
450 m	0.91	0.61	0.32	0.75	0.048	0.461
700 m	0.92	0.92	0.34	0.78	0.052	0.303
BRIGGS	0.90	0.97	0.32	0.74	0.049	0.262

	RMSE	RMSEu	RMSEs	RMSEa	RMSEp	RMSEi
450 m	0.95	0.83	0.45	0.61	0.21	-0.46
700 m	1.16	0.86	0.77	0.92	0.19	-0.54
BRIGGS	1.14	0.82	0.78	0.97	0.24	-0.62

	MSEu/MSE	MSEs/MSE	MSEa/MSE	MSEp/MSE	MSEi/MSE	d
450 m	0.77	0.23	0.42	0.05	-0.24	0.88
700 m	0.56	0.44	0.63	0.03	-0.22	0.84
BRIGGS	0.52	0.48	0.73	0.04	-0.29	0.84

Tabla 7.4

Análisis estadístico de las discrepancias entre las medidas experimentales de la dispersión del penacho de la central térmica de Andorra (Teruel) y las dispersiones horizontales previstas por el modelo LPD. NOMENCLATURA (anexo A): m : pendiente del ajuste; b: ordenada en el origen del ajuste; ES : Error estándar; MSE: Error cuadrático medio; MSEu: Error cuadrático medio no sistemático; MSEs: Error cuadrático medio sistemático; MSEa: Error cuadrático medio aditivo ; MSEp : Error cuadrático medio proporcional; MSEi: Error cuadrático medio de interdependencia; d: índice de acuerdo. Las R indican la raíz.

La contribución sistemática a los errores asociados al modelo LPD, depende directamente de las suposiciones físicas asumidas. Aceptando las limitaciones de no tener una buena significación estadística en los resultados, las contribuciones sistemáticas al error cuadrático medio, del orden de entre el 20% y el 40% (tabla 7.4), sugieren cierto margen de mejora.

Algunos de los aspectos físicos susceptibles de mejorar en relación a la descripción de las condiciones de dispersión del penacho de la CT pueden ser: el esquema de parametrización de la capa límite empleado, la descripción de los usos del suelo introducidos en el modelo, etc.

7.3.4 Conclusiones sobre el escenario estival

La disponibilidad de medidas en altura ha permitido hacer una comparación directa entre los parámetros dispersivos experimentales y los simulados, con errores cuadráticos medio del orden de un kilómetro (asumibles, dada la incertidumbre asociada al método de medida y de procesamiento de los datos experimentales).

El modelo es capaz de reproducir el comportamiento dinámico del penacho, con bruscos giros a lo largo del día (experimentalmente caracterizados con el COSPEC), aunque se observa un desfase temporal apreciable (del orden de dos horas) entre la simulación y las medidas experimentales; atribuibles esencialmente a las limitaciones asociadas a la descripción de los usos del suelo implementada en los modelos.

Por otro lado, el modelo también ha reproducido el patrón de impactos en superficie registrado experimentalmente. En las simulaciones los impactos próximos a la central están asociados a horas diurnas. Por el contrario, los impactos simulados durante las horas nocturnas se producen a sotavento de las montañas y son debidos a un régimen de turbulencia mecánica amortiguada.

Durante la transición entre escenarios dispersivos, hay una discrepancia significativa entre los valores experimentales de la distribución horizontal del penacho y los valores obtenidos a partir del modelo. En este tipo de situaciones, sin una dirección de transporte definida y, consecuentemente, con campos de vientos y de turbulencia transitorios, los parámetros clásicos de dispersión pierden su significado físico.

No obstante el ajuste efectuado entre los datos experimentales y los resultados obtenidos con el modelo de dispersión, tiene una variabilidad explicada de entorno al 85% (parámetro de acuerdo del ajuste entre los resultados simulados y las dispersiones experimentales).

Las contribuciones sistemáticas al error cuadrático medio, del orden de entre el 20% y el 40% (tabla 7.4), sugieren cierto margen de mejora. Dos de los posibles aspectos físicos susceptibles de mejorar pueden ser el esquema de parametrización de la capa límite empleado y la descripción de los usos del suelo.

La variabilidad de la distribución horizontal del penacho con la altura de emisión para los periodos de transición y de la discrepancia con los datos experimentales en superficie (impactos horarios), muestra que la dispersión es muy sensible a la

contribución del momentum de las capas más superficiales de la capa límite. Es decir, durante estos periodos el comportamiento del penacho simulado está fuertemente determinado por los esquemas de parametrización turbulenta empleados y de los usos de suelo considerados en los modelos.

En este sentido el sistema acoplado MM5+FLEXPART, dada la versatilidad que el modelo meteorológico tiene a la hora de emplear diferentes parametrizaciones de la capa límite, se presenta como una herramienta susceptible de ser empleada para realizar estudios sobre el efecto que diferentes parametrizaciones tienen sobre la dispersión de contaminantes atmosféricos en entornos orográficos complejos.

7.4 Escenario invernal: Dispersión atmosférica bajo condiciones neutras o estables

A diferencia de la campaña de verano; las medidas que se presentan en este epígrafe forman parte de las campañas sistemáticas de vigilancia de las emisiones sulfurosas de la central térmica de Andorra (financiadas por la Conselleria de Medi Ambient de la Generalitat Valenciana).

Como parte del seguimiento sistemático existen registros de la distribución de SO₂ en altura y en superficie (obtenidos con un COSPEC montado sobre una unidad móvil; capítulo 2); y de información meteorológica y de calidad del aire de los emplazamientos que la Conselleria de Medi Ambient tiene ubicados en las comarcas de Els Ports de Castellón (tabla 7.1 y gráfico 7.1).

Como en el escenario previo, no se disponen de sondeos meteorológicos verticales dentro del área de estudio.

7.4.1 Descripción de un escenario dispersivo invernal típico

Como ya se puso de manifiesto a lo largo del primer bloque temático (caracterización de la cuenca aérea), uno de los escenarios meteorológicos invernales más recurrentes en la zona de estudio es la situación de advección del Noroeste.

Bajo estas condiciones invernales advectivas, las hipótesis del modelo lagrangiano son menos restrictivas (inhomogeneidad, no estacionariedad y distribución gaussiana de la turbulencia) que para el caso estival [Palau, J.L.; 2001].

Como extensión de los resultados de la simulación estival, al reducirse los grados de libertad del campo de turbulencia en condiciones invernales advectivas es suficiente un esquema de Markov con momentos de segundo orden (despreciando las covarianzas). Este tipo de escenarios son más adecuados a la hora de comenzar a estudiar los efectos que diferentes esquemas de la parametrización de la capa límite tienen sobre la dispersión de contaminantes atmosféricos. Esta línea de trabajo, como ya se ha comentado, se presenta como una posibilidad futura de profundización en la caracterización del campo de turbulencia en el entorno de la central térmica de Andorra.

Como contraste con el escenario estival, ahora no hay periodos transitorios entre escenarios dispersivos. Como se muestra a lo largo de este apartado, dada la estacionariedad y mayor homogeneidad del campo de vientos, en este caso la advección es menos "dinámica" que en condiciones estivales presentado el penacho, a lo largo de todo el día, una dirección preferente de transporte bien definida (gráficos 7.26, 7.27 y 7.28).

Habitualmente los principales impactos del penacho en el suelo se registran espacialmente bien correlacionados con la dirección preferente de transporte del penacho en altura. Los mayores impactos se registran a sotavento de las cadenas montañosas y a distancias de entre 30 y 50 kilómetros del foco emisor. No obstante, ocasionalmente también se registran impactos menos intensos a distancias más próximas (intermedias), coincidiendo o bien con periodos de intensa velocidad del viento (turbulencia mecánica), o bien con baja velocidad del viento pero durante las horas centrales del día y en condiciones anticiclónicas (asociadas a cielos despejados; es decir, con insolación).

7.4.2 Descripción meteorológica de la campaña experimental de invierno

Se simuló la campaña experimental efectuada entre los días 26 y 28 de noviembre de 2001; realizando las ejecuciones del modelo meteorológico y del dispersivo desde el día 25 al día 28.

Durante estos días se registraron condiciones meteorológicas típicas de invierno (gráfico 7.21); caracterizadas por un anticiclón Atlántico extendiéndose sobre la Península Ibérica, una depresión a la altura de las Islas Británicas y una borrasca sobre el mediterráneo occidental (tipo 230, clase 231; capítulo cuatro).

Esta configuración sinóptica indujo fuertes vientos de componente Noroeste sobre la Península Ibérica, lo que inhibió el desarrollo de circulaciones locales. El paso de un frente frío entre los días 26 y 27 (2º y 3º días de simulación), provocó un descenso de las temperaturas y nubosidad abundante e irregular sobre la zona de estudio; tras el paso del frente, los cielos se despejaron y se incrementó la velocidad del viento.

El paso de este frente frío se ve reflejado en los datos meteorológicos registrados en la torre de 60 metros ubicada en la central térmica de Andorra.

Estos registros meteorológicos (gráfico 7.20 y gráfico 7.33) muestran el incremento de la velocidad del viento a partir de la noche del día 26, el descenso de las temperaturas máximas y el aumento de las temperaturas mínimas nocturnas entre los días 26 y 27 de noviembre.

Como ya se adelantó, estos registros meteorológicos muestran como, a diferencia de los escenarios estivales típicos de la zona (gráfico 7.4), durante este tipo de escenarios invernales (gráfico 7.20) no aparecen periodos de calma, o de transición, entre regímenes circulatorios distintos (entre el régimen nocturno y el diurno).

En cuanto a la dirección del viento se aprecia una marcada componente del tercer cuadrante durante todo el periodo considerado.

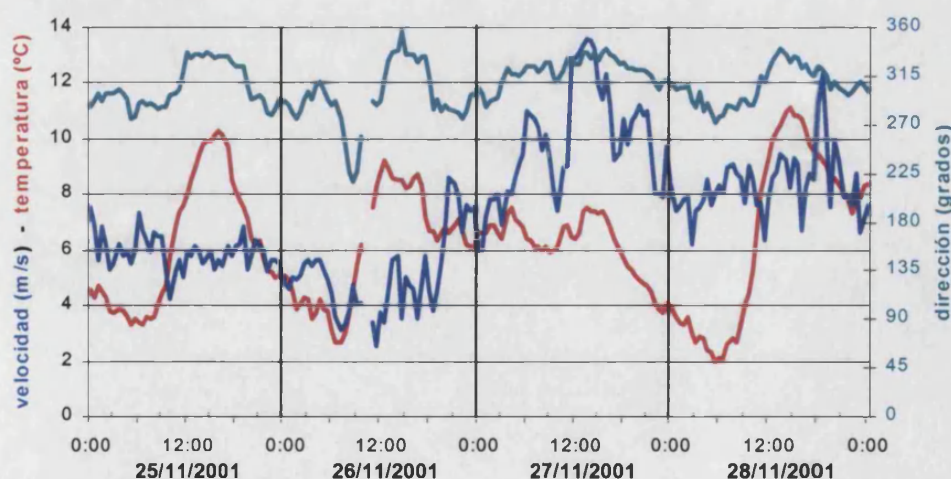
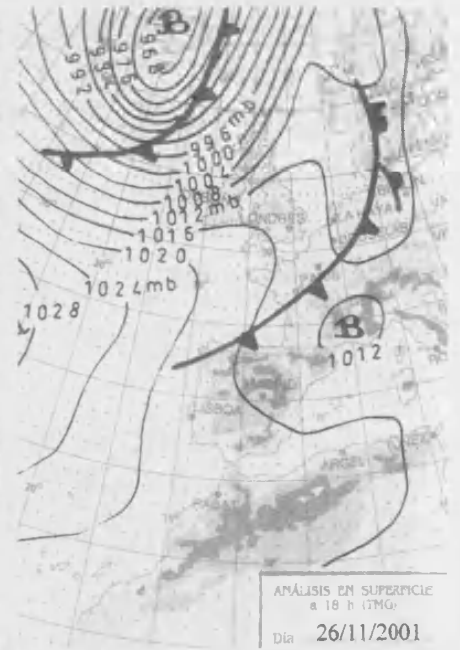
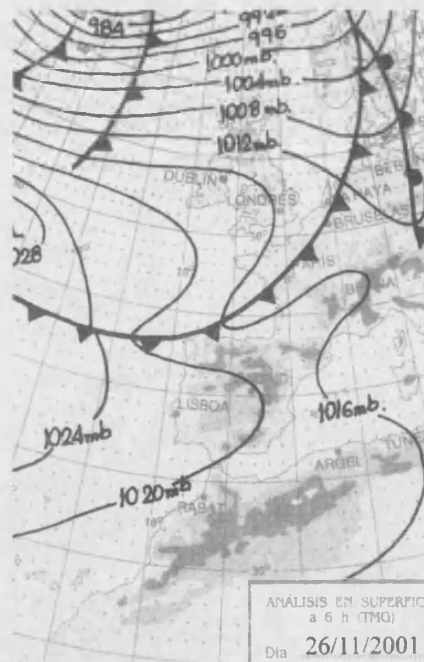
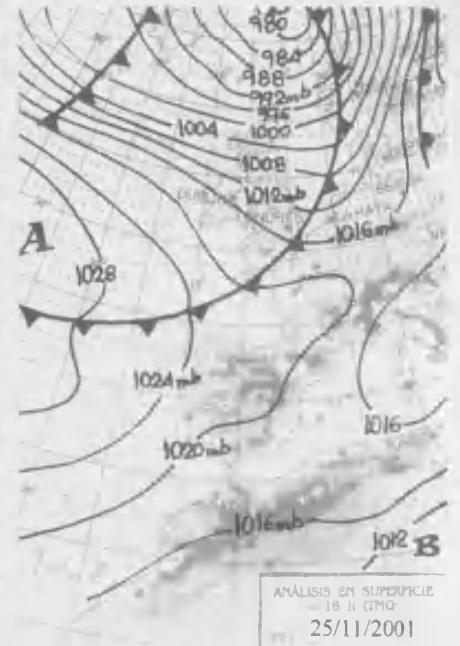


Gráfico 7.20

Registros experimentales de la evolución temporal, en la C.T. de Andorra, de la temperatura a 10 metros de altura y de la velocidad y dirección del viento a 60 metros de altura.



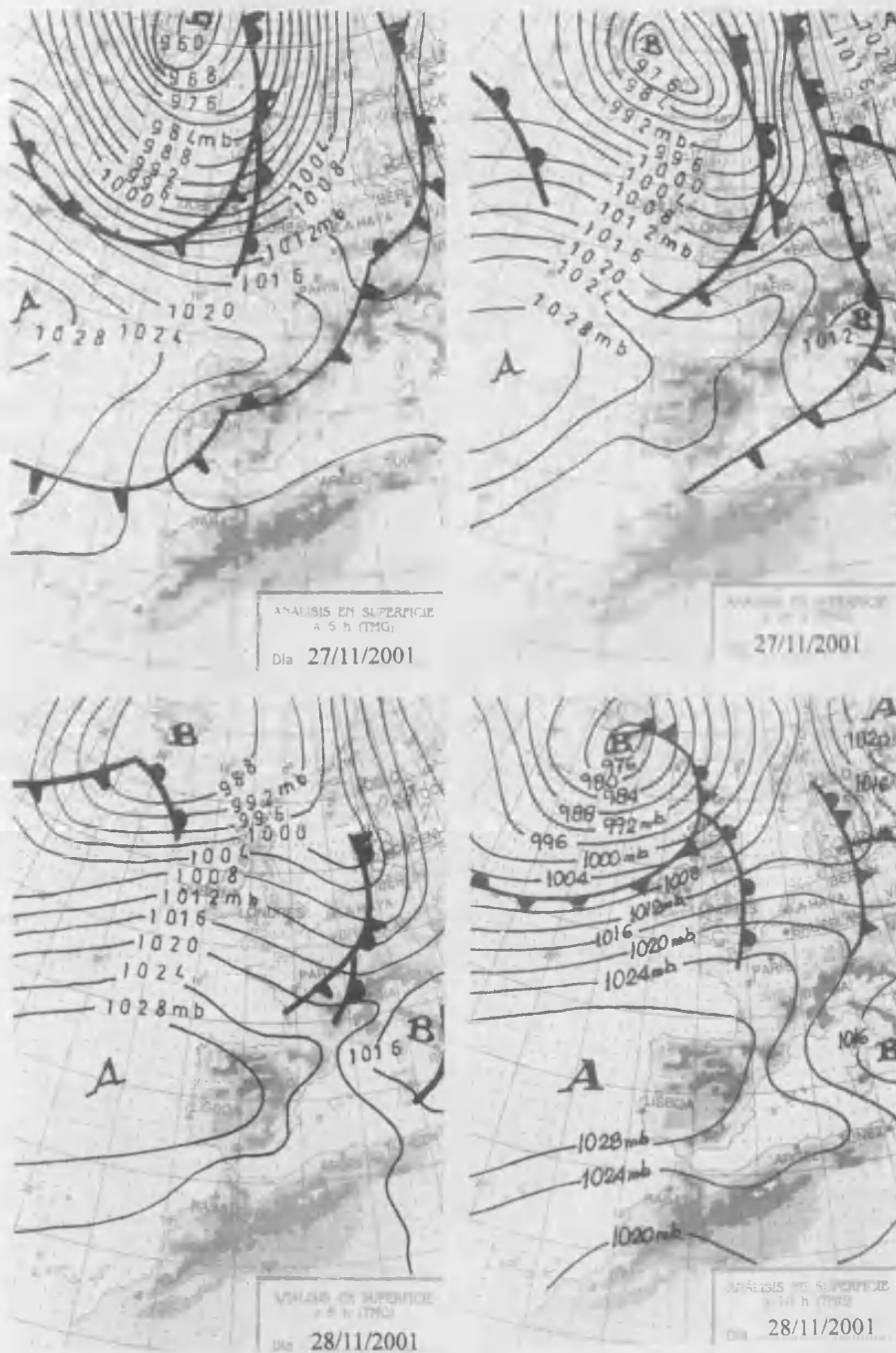


Gráfico 7.21 (Dos páginas)

Mapas sinópticos (análisis) del campo de presiones en superficie de los días 25, 26, 27 y 28 de noviembre de 2001. La columna de la izquierda se corresponde con las 6:00 h de cada día, y la columna de la derecha a las 18:00h.

Fuente : Instituto Nacional de Meteorología.

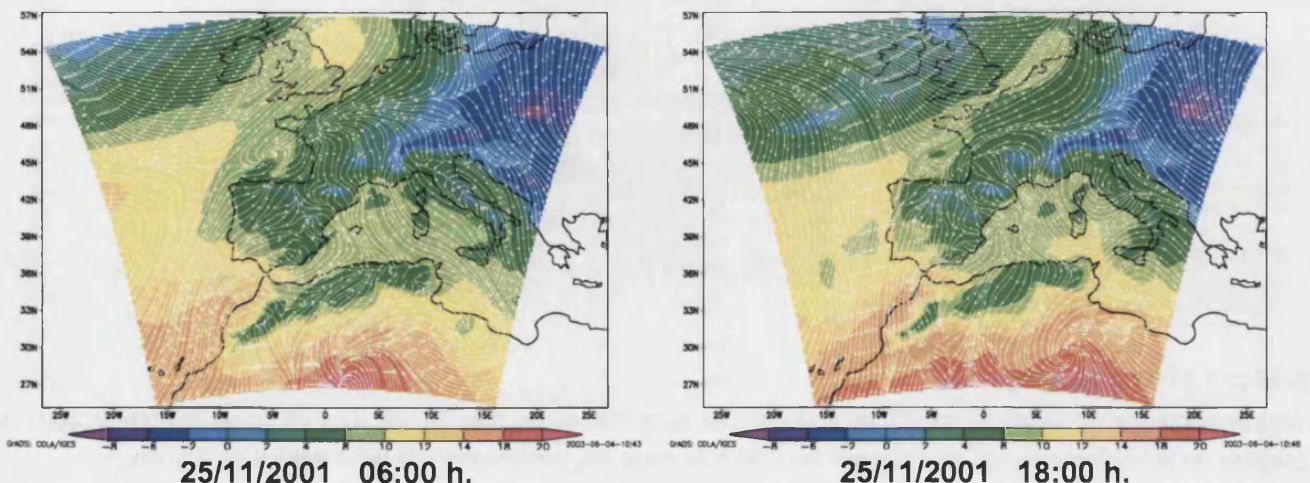
7.4.3 Simulación numérica vs. medidas experimentales

a) Campo de vientos

La simulación meteorológica del modelo MM5, reproduce en la malla dos (la de 36 Kilómetros de resolución) las características sinópticas del campo de presiones descrito anteriormente. Las líneas en blanco (gráfico 7.22) se corresponden con las líneas de corriente del campo de vientos a 10 metros sobre el suelo. Los colores indican la temperatura del aire a 760 metros sobre el nivel del suelo (nivel del modelo meteorológico próximo a la cota promedio aproximada entorno a la cual es transportado el penacho de la central térmica).

En las salidas meteorológicas de las simulaciones efectuadas con el MM5 (gráfico 7.22) se aprecia la circulación anticiclónica Atlántica extendiéndose sobre la Península, así como la entrada sobre ésta de una masa de aire frío.

En concordancia con los resultados de la simulación meteorológica (gráfico 7.23a y 7.23b), los registros meteorológicos medidos en superficie en la CT de Andorra (gráfico 7.20), evidencian un claro incremento de la velocidad del viento y descenso de las temperaturas entre los días 26 y 27 de noviembre. En cuanto a la dirección del viento, tanto los registros experimentales como la simulación tienen una marcada componente del tercer cuadrante.



7. Descripción de dos escenarios dispersivos 257

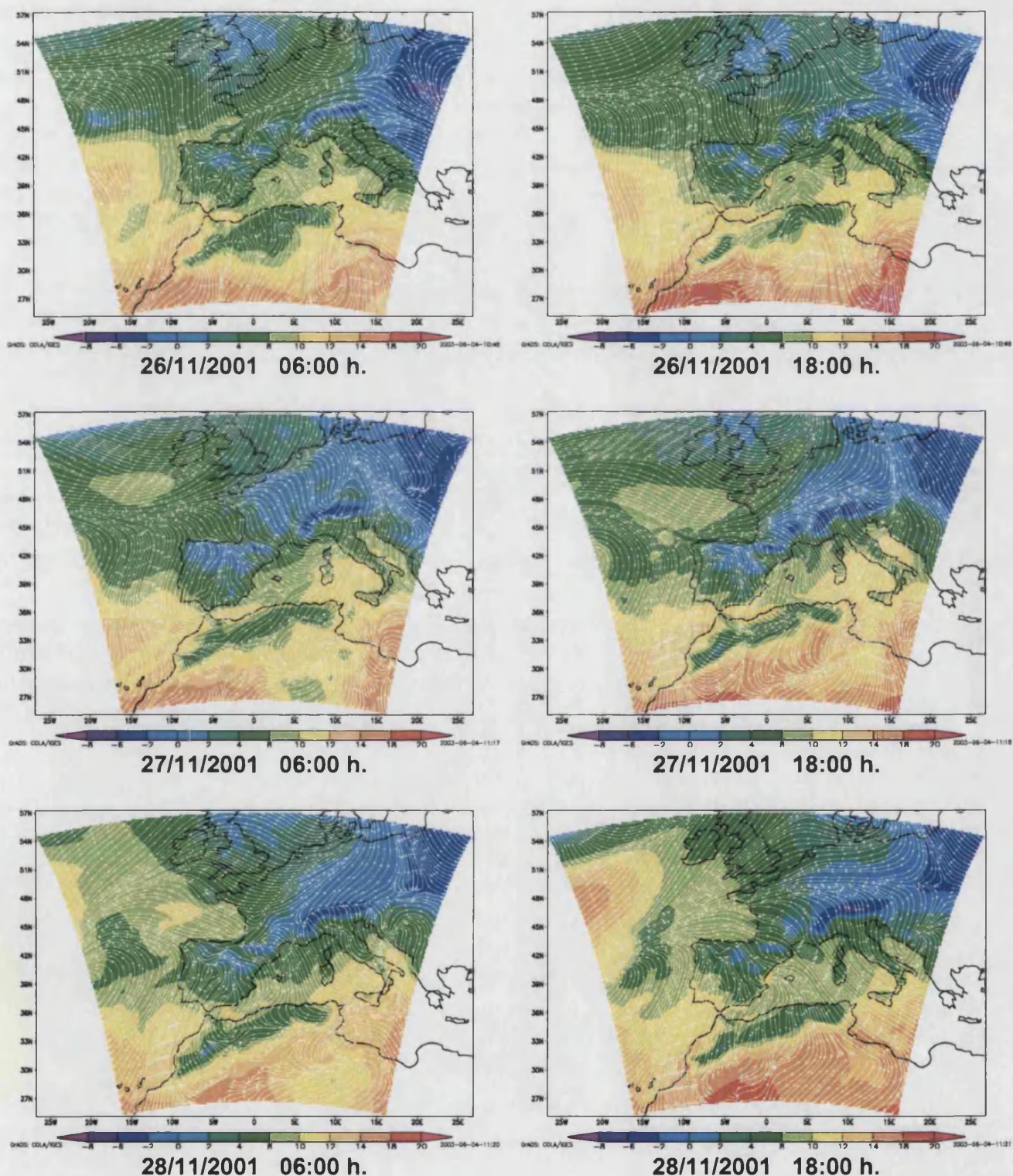


Gráfico 7.22. Mapas sinópticos de los días 25, 26, 27 y 28 de noviembre de 2001. La columna de la izquierda se corresponde con las 6:00 h de cada día, y la columna de la derecha a las 18:00h. Las líneas blancas son las líneas de corriente del campo de velocidades a 10 metros sobre el suelo. Los colores indican la temperatura del aire (en °C) a 760 metros sobre el nivel del suelo.

Respecto de las condiciones dinámicas de emisión (velocidad y dirección) para cada uno de los tres esquemas empleados (a alturas constantes de 450 y 700 metros, y a alturas variables según las ecuaciones de sobre elevación de Briggs) no cambian sustancialmente entre sí (gráfico 7.23a).

De la evolución temporal del campo de velocidades, en la vertical de la CT de Andorra (gráfico 7.23a) se aprecia un claro incremento de la velocidad a la que será transportado el penacho simulado con el modelo lagrangiano de dispersión a partir del día 27 de noviembre.

A partir de la serie temporal de la distribución vertical de temperaturas (gráfico 7.23b) se han extraído los perfiles verticales para cada día a las 6:00h y las 18:00h (gráfico 7.24). En esta serie de perfiles, se observa más claramente la evolución de la primera inversión en altura. Esta se mantiene más o menos constante durante la noche (a unos 600 metros), mientras que oscila entre los 1100 y los 600 metros durante el día.

También se aprecian fuertes inversiones radiativas (en superficie) por la noche y a últimas horas del día. La entrada de aire frío entre los días 26 y 27, se aprecia en el enfriamiento de las capas bajas (por debajo de los 600 metros).

El análisis cuantitativo de la evolución de la altura de la capa límite (gráfico 7.25a) y de la altura de la primera inversión en altura, ha permitido acotar e identificar las condiciones dispersivas en las que fueron emitidas las partículas por el modelo lagrangiano de dispersión.

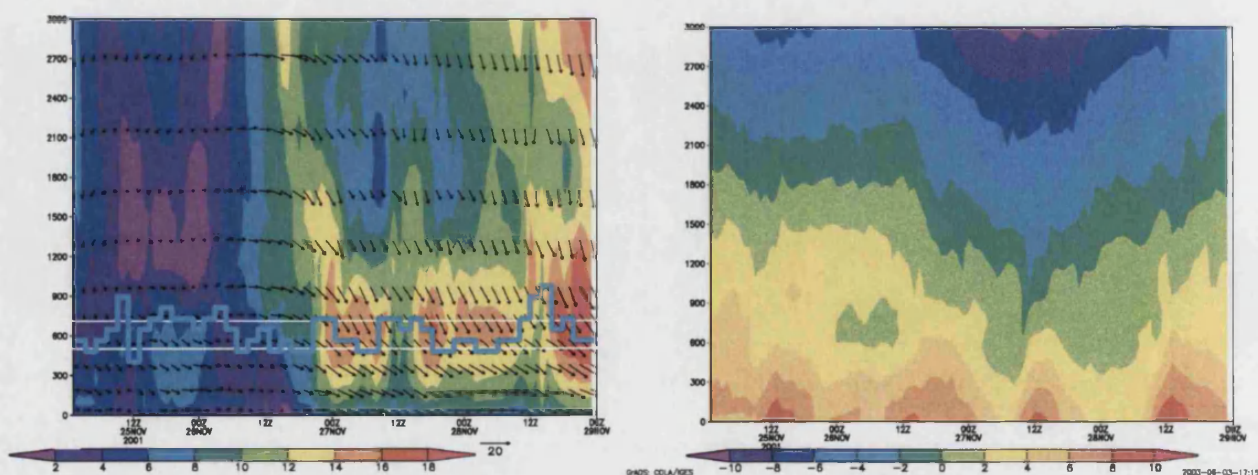


Gráfico 7.23. (a) Gráfico superior izquierda; evolución temporal del campo de velocidades (a lo largo de la vertical de la C.T. de Andorra) durante el periodo de simulación, en m/s. Las líneas indican los tres esquemas de emisión empleados: a alturas constantes de 450 y 700 metros, y a alturas variables según el cálculo de sobre elevación de Briggs. (b) Gráfico superior derecha, evolución temporal de la temperatura (a lo largo de la vertical de la C.T. de Andorra) durante el periodo de simulación, en grados Celsius.

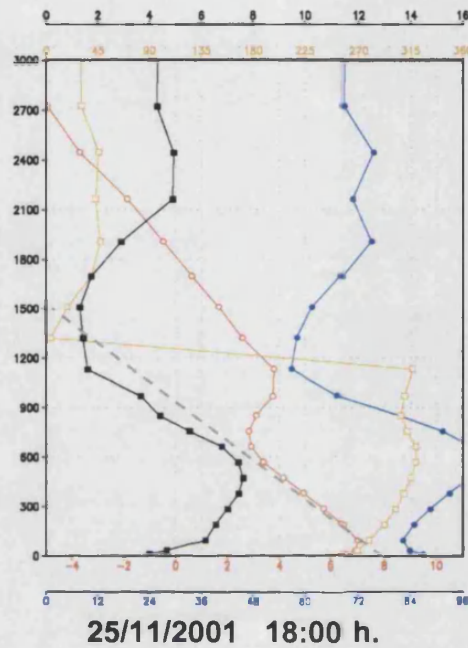
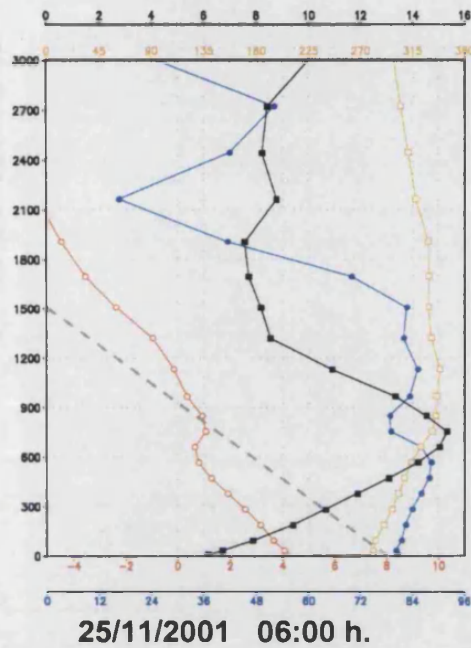


Gráfico 7.24. (Continúa en la página siguiente). Perfiles verticales de temperatura (rojo), velocidad (negro), dirección (naranja/amarillo) y humedad relativa (azul), correspondientes a las 6:00 h. (columna de la izquierda) y a las 18:00h. (columna de la derecha). Estos se corresponden con la gráfica 7.23b.

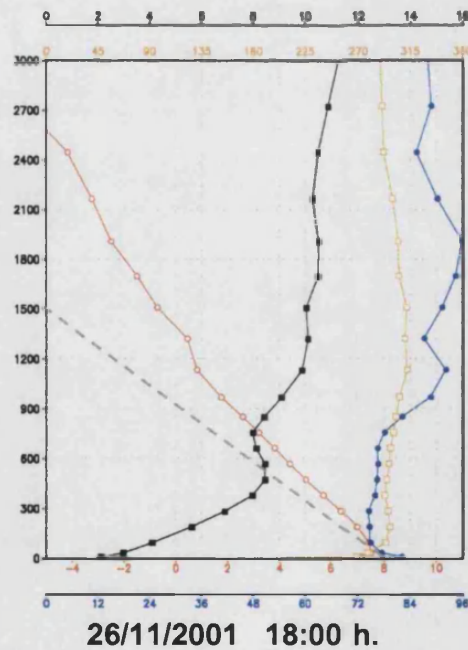
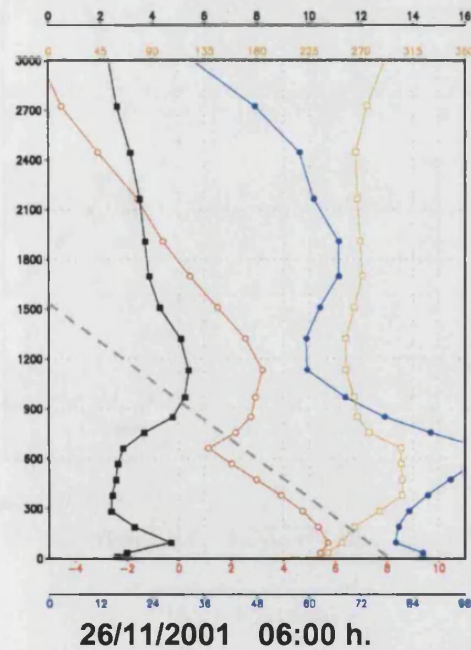
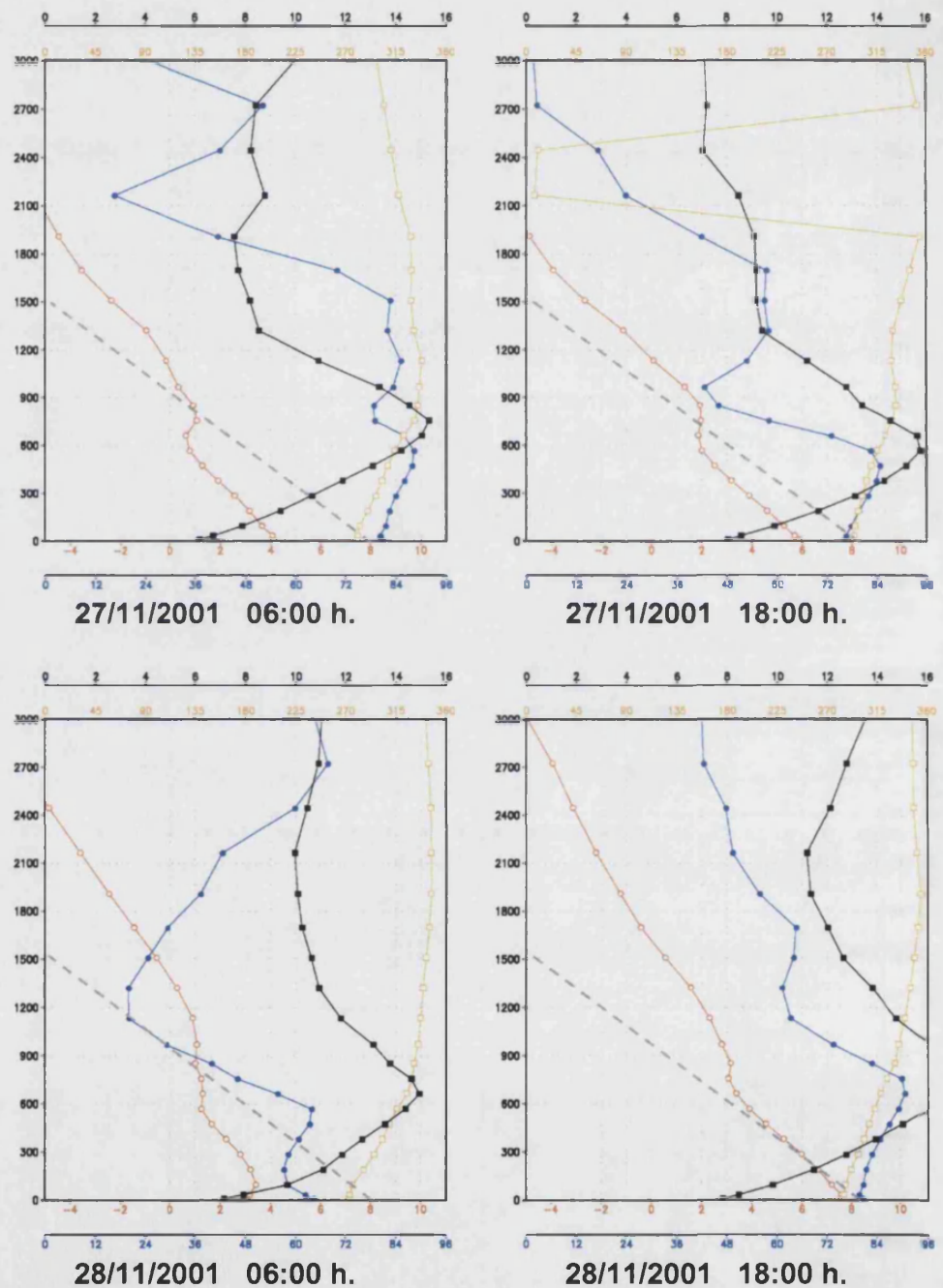


Gráfico 7.24.

(Continuación de la página anterior).
Perfiles verticales de temperatura (rojo), velocidad (negro), dirección (naranja/amarillo) y humedad relativa (azul), correspondientes a las 6:00 h. (columna de la izquierda) y a las 18:00h. (columna de la derecha). Estos se corresponden con la gráfica 7.23b.



La descripción de la capa límite durante los cuatro días simulados (del 25 al 28 de noviembre) por el modelo meteorológico, está caracterizada por una capa superficial en un estado de turbulencia mecánica amortiguada durante las horas nocturnas (categoría dos, de la parametrización de Blackadar implementada en el MM5) y por una capa límite en régimen de convección libre no local (categoría

cuatro) únicamente durante las horas centrales del día (con mayor insolación), gráfico 25b).

La altura de la capa límite simulada, gráfico 7.25a, se mantiene entre los 700 y 800 metros de altura durante los dos primeros días, y tras la entrada de la masa de aire frío y el incremento de la velocidad de viento, pasa a oscilar entre los 1200 y 900 metros de altura los dos últimos días de simulación (en la vertical de la C.T.).

A diferencia de la simulación efectuada para el escenario estival (gráfico 7.8b), la capa límite simulada para este escenario invernal (gráfico 7.25b) está caracterizada la mayor parte del tiempo por una capa límite en estado de turbulencia mecánica amortiguada; mientras que el régimen de convección libre únicamente se activa durante periodos diurnos muy cortos (entre dos y cinco horas, correspondientes a las horas centrales del día).

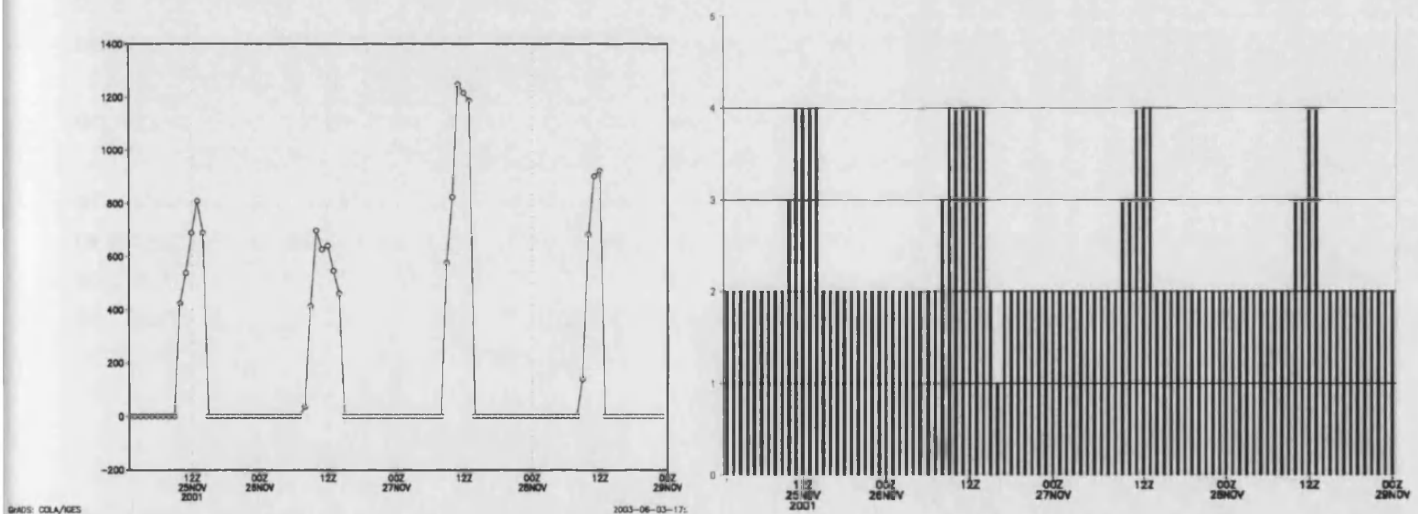


Gráfico 7.25. (a) Gráfico de la izquierda; evolución temporal de la altura de la capa límite estimada (a lo largo de la vertical de la C.T. de Andorra) durante el periodo de simulación, en metros. (b) Gráfico de la derecha; evolución temporal de la descripción de capa límite empleada por el modelo meteorológico (en las coordenadas de la vertical de la C.T. de Andorra) durante el periodo de simulación; la categoría 1 representa capa superficial estable; la categoría 2, capa superficial con turbulencia mecánica amortiguada; la categoría 3, régimen quasi-neutro; la categoría 4, régimen de convección libre.

Tras el análisis de la dirección de transporte del penacho (tanto de los registros experimentales como de las simulaciones) se observa que durante el primer día de campaña experimental (26 de noviembre), el penacho se dirigía hacia el Este de la Central (viento de componente Oeste); mientras que tras el paso del frente frío la dirección preferente de transporte sufrió un claro cambio,

dirigiéndose el penacho hacia el Sureste (viento de componente Noroeste).

Los principales impactos en el suelo obtenidos con el modelo dispersivo, se encuentran distribuidos espacialmente de manera bien correlacionada con la dirección preferente de transporte del penacho en altura. Los mayores impactos se registran a sotavento de las cadenas montañosas y a distancias de entre 30 y 50 kilómetros del foco emisor. También se registran impactos menos intensos a distancias más próximas y coincidiendo con los periodos de convección libre (cuarta categoría del esquema de Blackadar) o de mayor insolación.

◆ *DÍA: 26 noviembre 2001 (gráfico 7.26):*

Primer día de campaña experimental y segundo de simulación. Como instantes temporales representativos de lo acontecido a lo largo de la jornada de medidas, se presentan las medidas efectuadas a mediodía y, cinco horas después, por la tarde.

Las medidas efectuadas con la unidad móvil registran el penacho dirigiéndose durante toda la jornada hacia el Este de la C.T.

Los registros en el suelo muestran, a mediodía, niveles de concentración de SO₂ a lo largo de la carretera (línea roja), hacia el Sur de la dirección preferente de transporte del penacho en altura (por la zona montañosa del puerto de Torre Miró, a unos 45 kilómetros de la C.T.)^{*}.

◆ *DÍA: 27 noviembre 2001 (gráfico 7.27):*

Para este segundo día de campaña se presentan las medidas efectuadas en tres momentos de la jornada: por la mañana, a mediodía y por la tarde.

El penacho, a diferencia de lo registrado durante la jornada anterior, aparece transportado hacia el Sureste de la chimenea durante todo el día. Tanto en las simulaciones como en las observaciones experimentales, se observa la ligera disminución de la dispersión horizontal provocada por el incremento de la velocidad del viento por la tarde.

Los impactos en el suelo registrados experimentalmente son, inicialmente, poco intensos a distancias próximas a la chimenea; ganando en intensidad posteriormente (durante las horas centrales del día), para luego volver a inhibirse por la tarde.

^{*} 1 mg/m³ de SO₂ son 0.375 ppm a 20°C y 1 atm.

Las simulaciones muestran también esta pauta en los impactos en el suelo. Por un lado, los impactos más intensos se producen a sotavento de las cadenas montañosas y, por el otro, los impactos próximos a la chimenea se producen fundamentalmente durante los periodos de mayor actividad convectiva. El cambio de categoría en la descripción de la capa límite (gráfico 7.25b) viene acompañada de una reducción de los impactos a distancias cortas.

La “huella” del penacho simulado (concentraciones a nivel del suelo) deja un claro rastro de la dirección preferente de transporte del penacho en altura.

◆ *DÍA: 28 noviembre 2001 (gráfico 7.28):*

El tercer día de campaña el penacho continúa siendo transportado hacia el Sureste de la CT.

A primeras horas no se registran experimentalmente impactos en zonas próximas a la chimenea. Las simulaciones producen impactos a sotavento de las cadenas montañosas a distancias que rondan los 40 – 50 kilómetros de la CT.

Al igual que en la jornada anterior, durante las horas centrales del día la actividad convectiva comienza a provocar impactos intensos en el suelo en las proximidades de la Central (tal y como muestran las medidas efectuadas con la unidad móvil). Estos impactos han sido simulados con el modelo dispersivo.

Sobre las 13:00 h., dejan de producirse los impactos en el suelo en las proximidades de la Central (registros experimentales); entorno a ese momento del día, el modelo de dispersión simula una progresiva reducción de este tipo de impactos (a distancias próximas).

El último recorrido de la campaña experimental (de 14:45 h. a 15:40 h.), se registra cierta canalización de las emisiones a lo largo del valle de río Bergantes (carretera del Forcall-Zorita), con niveles de concentración de SO₂ a lo largo del valle. Los impactos en el suelo simulados durante este periodo de medidas también se producen a lo largo de este valle y a sotavento de las montañas situadas más adelante (montes del Maestrazgo).

Día 26 de noviembre de 2001

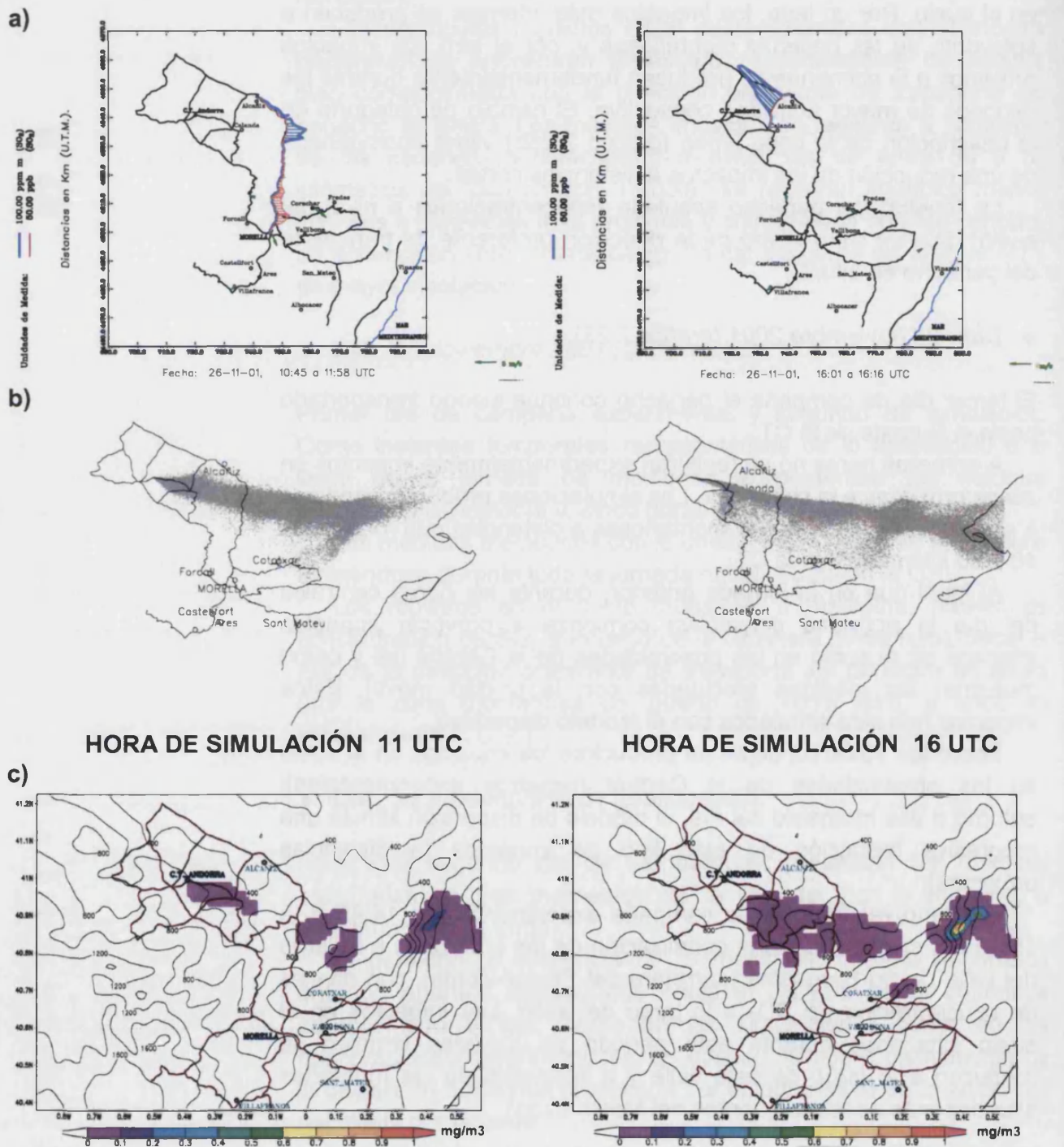


Gráfico 7.26.

(a) Medidas experimentales del penacho (en azul medidas en altura; en rojo concentraciones en superficie). (b) Simulaciones de la distribución del penacho en altura, y (c) de concentraciones en superficie; en intervalos temporales coincidentes con las medidas experimentales.

Día 27 de noviembre de 2001

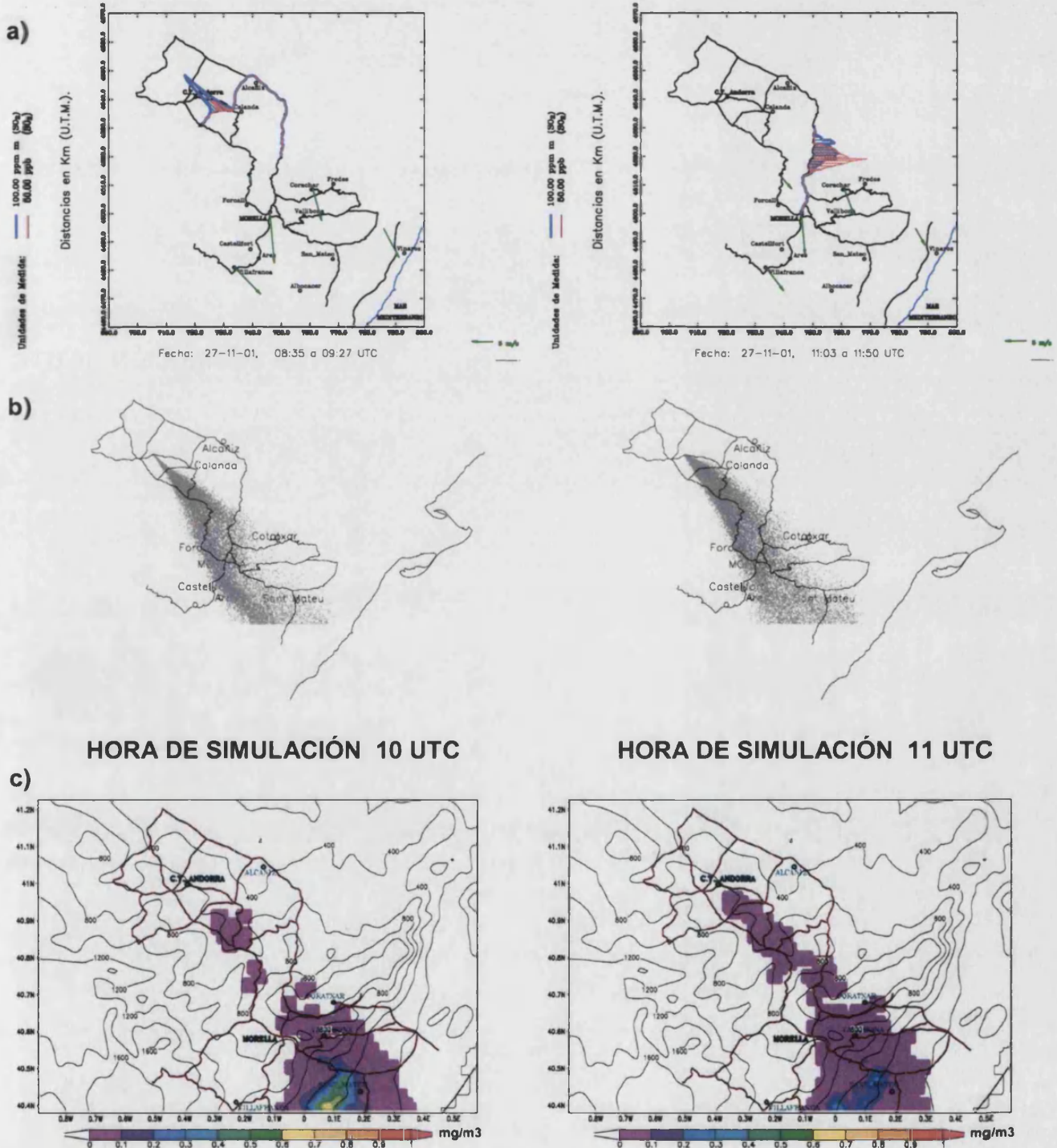


Gráfico 7.27. (Continúa en la página siguiente)

(a) Medidas experimentales del penacho (en azul medidas en altura; en rojo concentraciones en superficie). (b) Simulaciones de la distribución del penacho en altura, y (c) de concentraciones en superficie; en intervalos temporales coincidentes con las medidas experimentales.

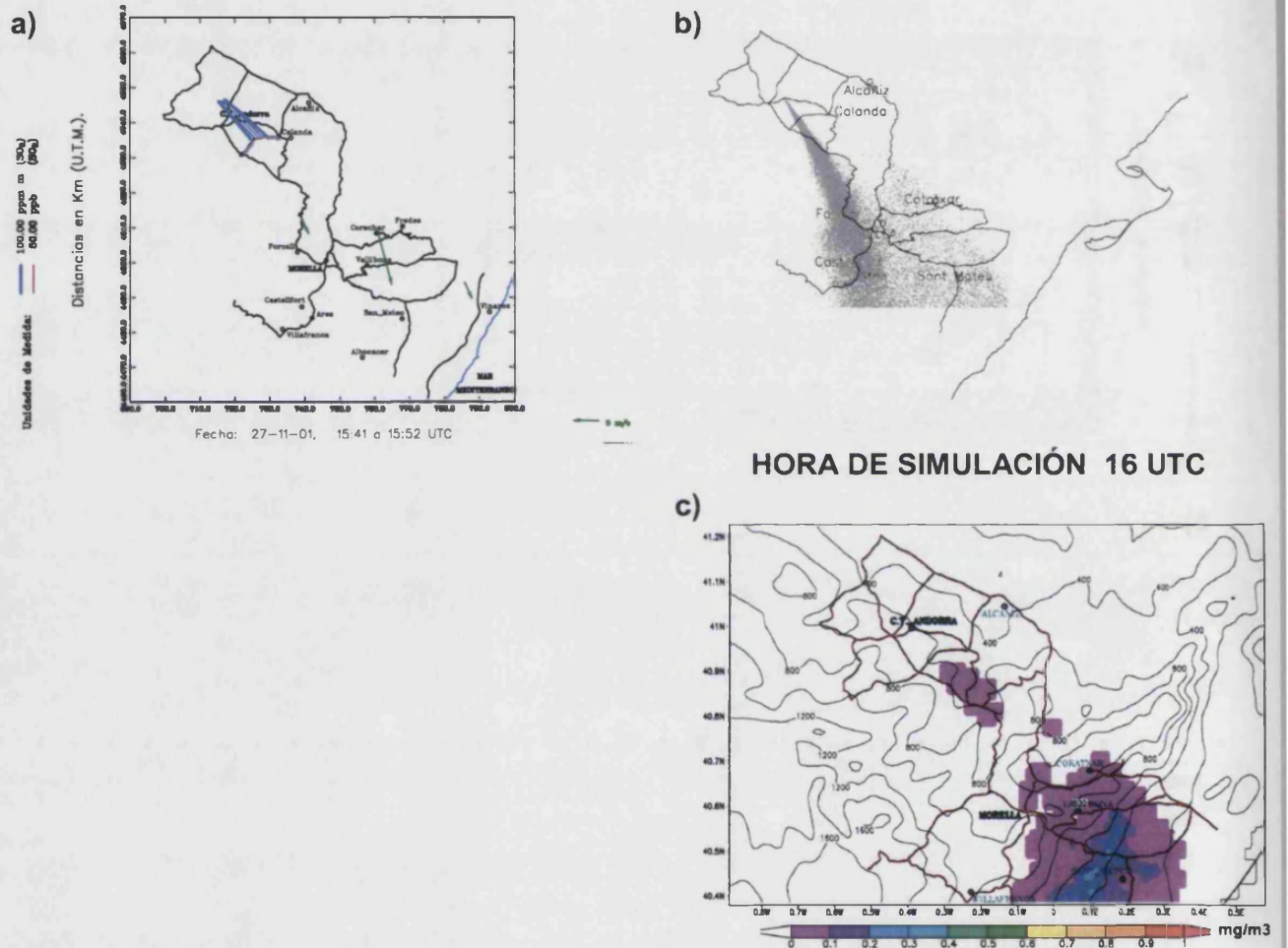
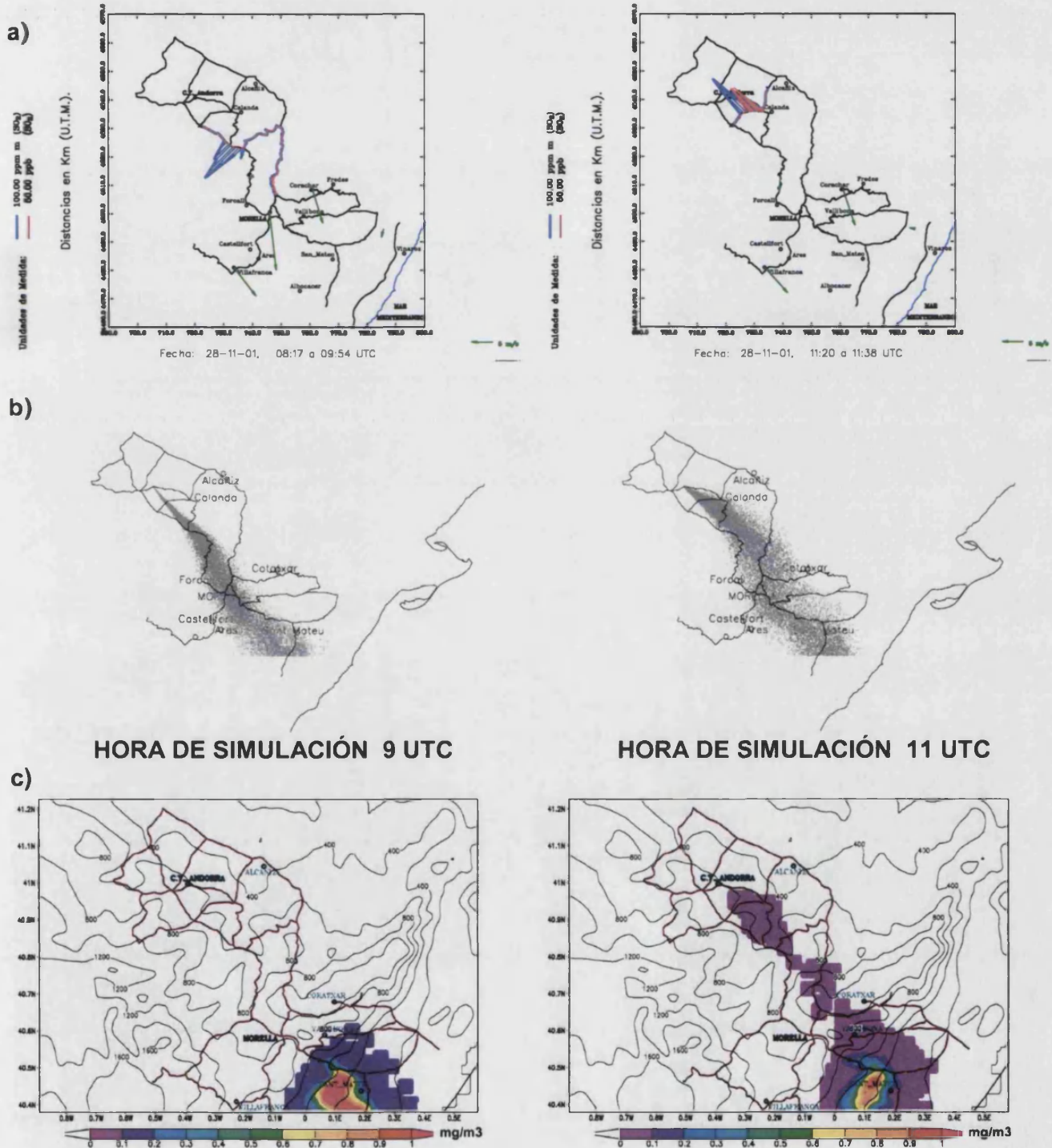


Gráfico 7.27. (Continuación de la página anterior)

(a) Medidas experimentales del penacho (en azul medidas en altura; en rojo concentraciones en superficie). (b) Simulaciones de la distribución del penacho en altura, y (c) de concentraciones en superficie; en intervalos temporales coincidentes con las medidas experimentales.

Día 28 de noviembre de 2001



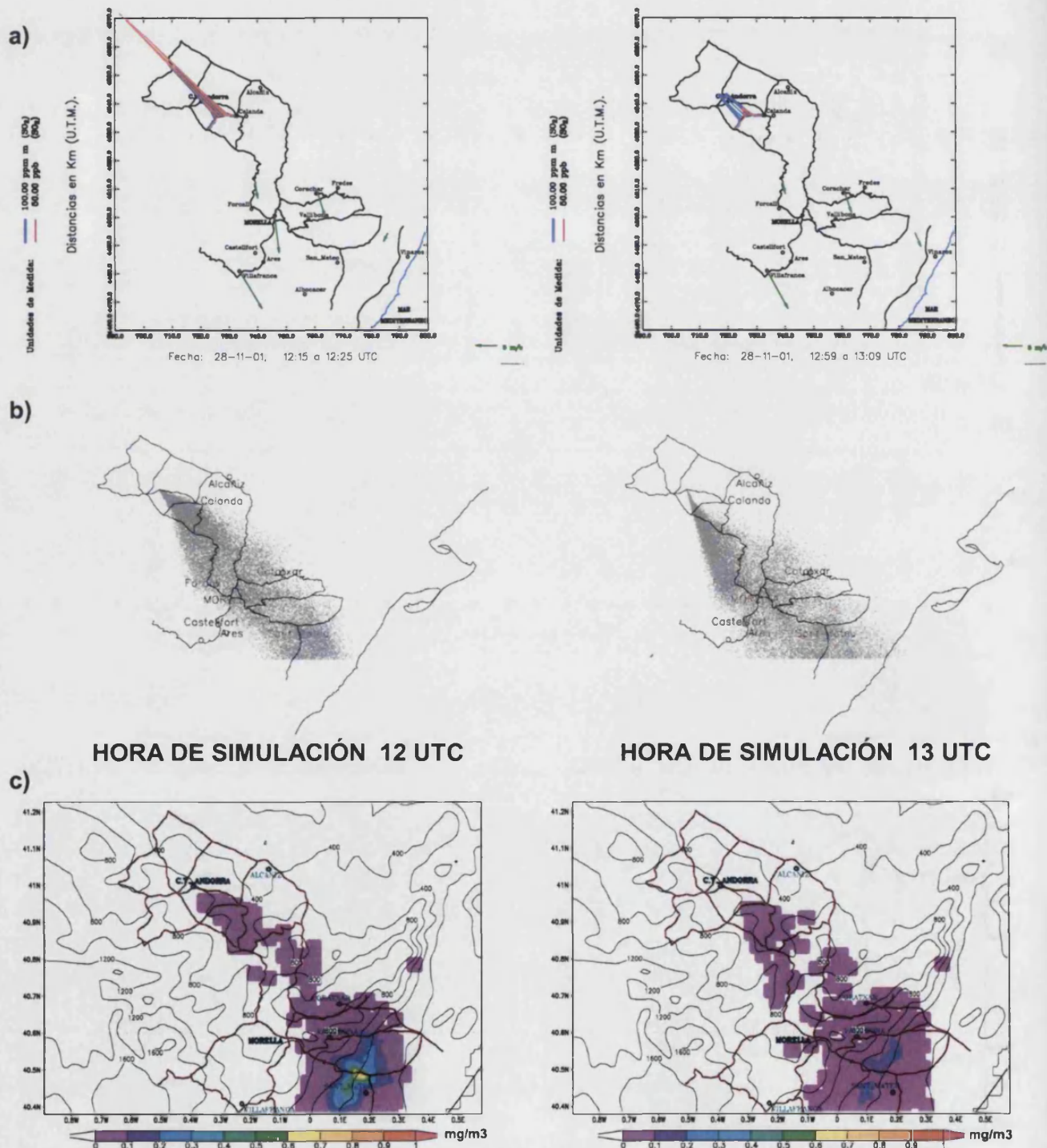
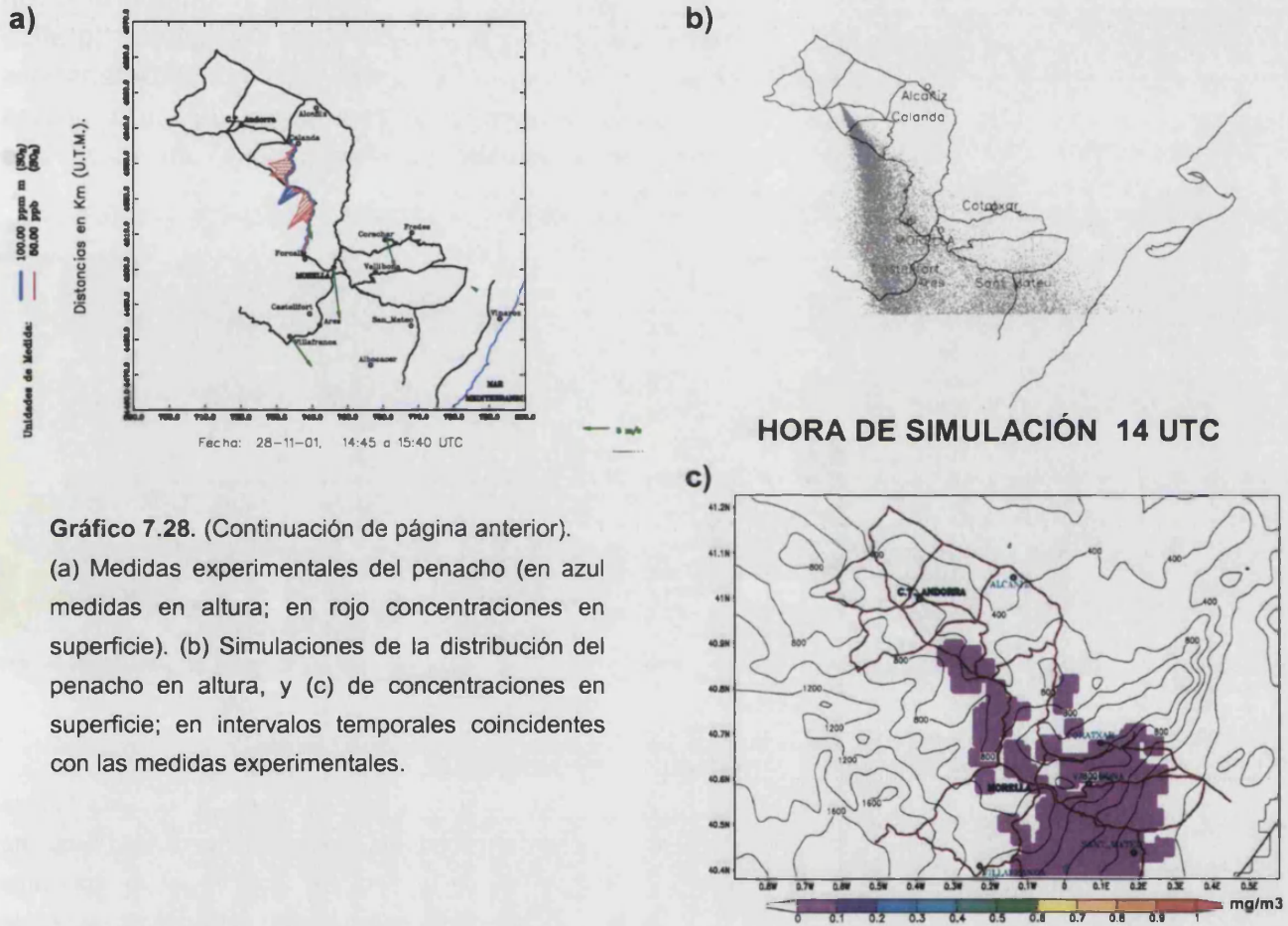


Gráfico 7.28. (Continuación de página anterior, y continúa en página siguiente).

(a) Medidas experimentales del penacho (en azul medidas en altura; en rojo concentraciones en superficie). (b) Simulaciones de la distribución del penacho en altura, y (c) de concentraciones en superficie; en intervalos temporales coincidentes con las medidas experimentales.



b) Impactos acumulados en el suelo

Al igual que se hizo en el escenario estival; en este epígrafe se comparan las concentraciones de SO₂ acumuladas durante los días de campaña, en los emplazamientos de los que se dispone de medidas (tabla 7.1), con los valores acumulados simulados con el modelo LPD.

A la vista de los resultados simulados (gráfico 7.29), es evidente que las diferencias en la “huella” del penacho obtenido durante todo el periodo de simulación entre los tres esquemas de emisión, no son cualitativamente significativas.

Esto era de esperar tras observar cómo las condiciones dinámicas de emisión, a diferencia de lo que ocurría con las

simulaciones bajo condiciones convectivas (estivales), eran similares en los tres casos (gráfico 7.23a).

Obviamente los efectos mecánicos asociados a la topografía son más acusados en el esquema de emisión fija a 450 metros (gráfico 7.29a frente a 7.29b y 7.29c); pero aún con todo, las características esenciales de la distribución espacial acumulada de los impactos simulados no varía sustancialmente respecto de los otros dos esquemas de emisión.

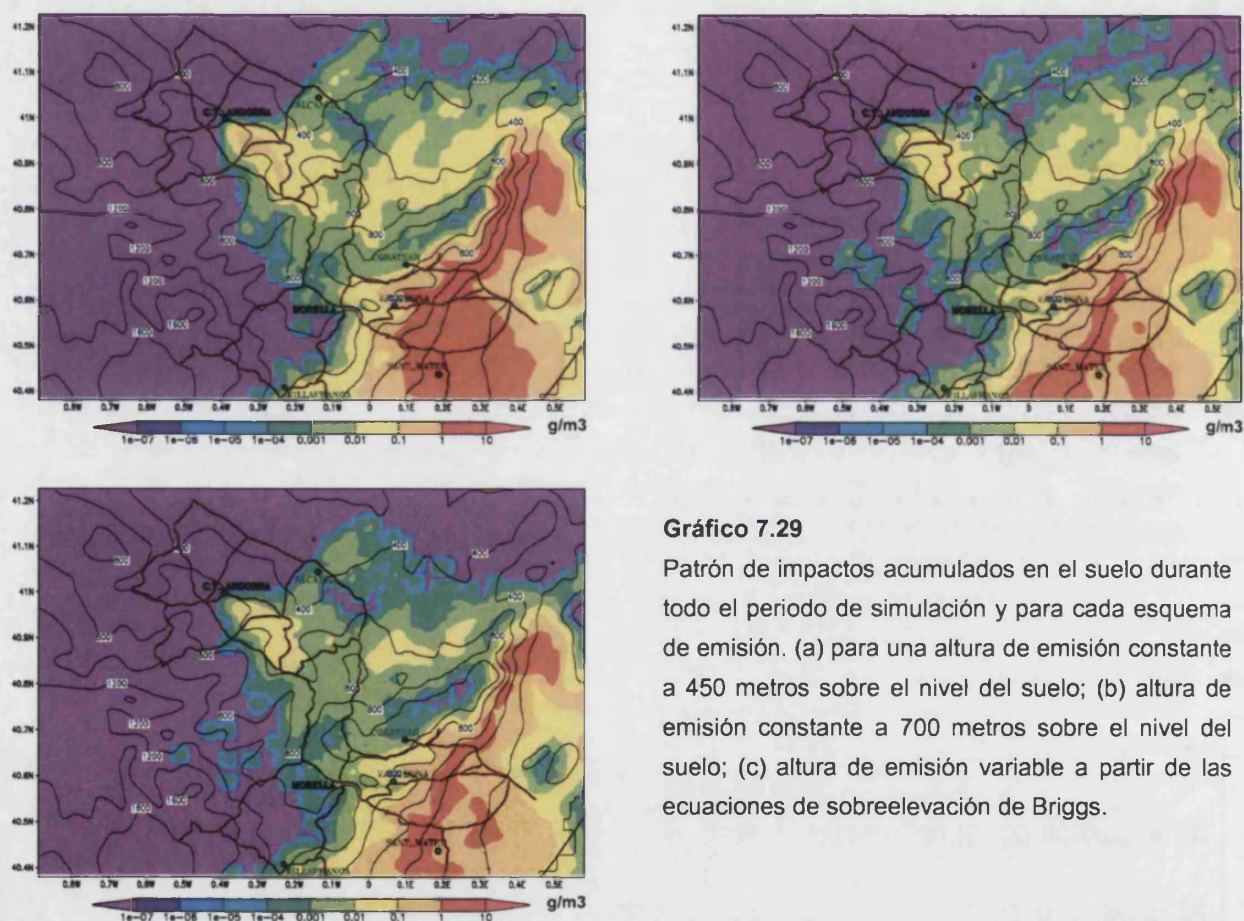


Gráfico 7.29

Patrón de impactos acumulados en el suelo durante todo el periodo de simulación y para cada esquema de emisión. (a) para una altura de emisión constante a 450 metros sobre el nivel del suelo; (b) altura de emisión constante a 700 metros sobre el nivel del suelo; (c) altura de emisión variable a partir de las ecuaciones de sobreelevación de Briggs.

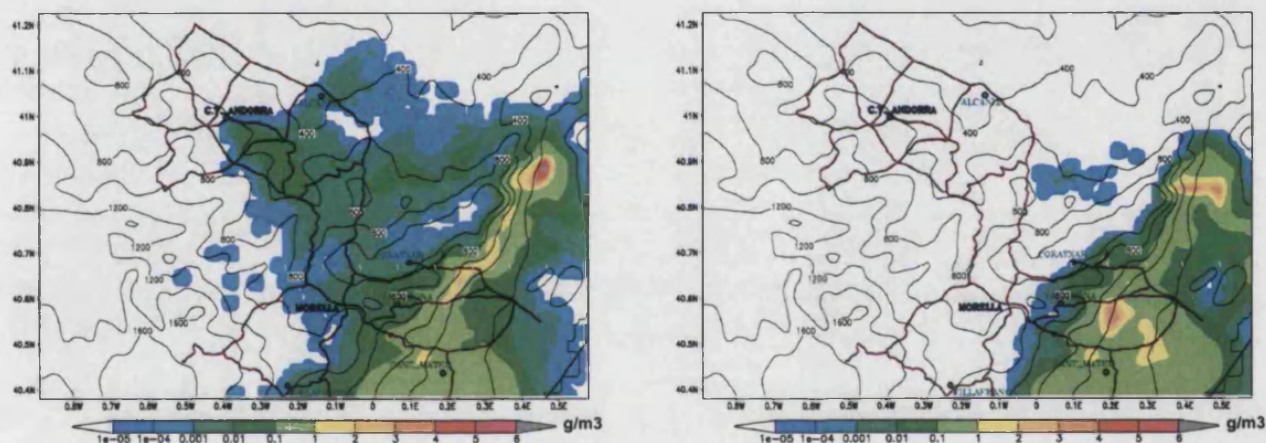
Más adelante, en el apartado *efectos orográficos simulados*, se prestará especial atención al proceso mecánico simulado por el modelo meteorológico y que está asociado a los impactos simulados por el modelo LPD a sotavento de las cadenas montañosas.

Al calcular los valores acumulados simulados de concentración superficial de SO_2 por los regímenes turbulentos predominantes en toda la zona de estudio (o categorías de la descripción de la capa límite de Blackadar); es posible caracterizar de manera directa, y en

toda la zona de estudio, la física de los impactos en el suelo de la central térmica de Andorra.

En este sentido se han calculado las concentraciones acumuladas durante las horas diurnas y nocturnas. Asumiendo como periodo nocturno el que transcurre entre las 22:00h y las 7:00h., y como periodo diurno el complementario (gráfico 7.30).

ACUMULADO DIURNO (de 7:00 h. a 22:00 h.) ACUMULADO NOCTURNO (22:00 h a 7:00h)



Como era de prever, existe una marcada diferencia en los patrones simulados de impacto acumulado diurno y nocturno (gráfico 7.30) de las emisiones sulfurosas de la central térmica.

Respecto de las simulaciones del campo de concentraciones en superficie durante el periodo nocturno, hay un sesgo de los impactos simulados hacia las zonas a sotavento de las cadenas montañosas del Maestrazgo (gráfico 7.30b); sin que se registren impactos nocturnos en las proximidades de la central térmica. Conviene enfatizar que los impactos más próximos se producen a unos 45 kilómetros de la chimenea.

Por el contrario durante las horas diurnas (gráfico 7.30a), si bien los impactos simulados más importantes continúan produciéndose a sotavento de las montañas, sí que se registran impactos en un área mucho mayor que durante el periodo nocturno y en distancias próximas a la chimenea. El patrón de impactos acumulados muestran las direcciones preferentes de transporte del penacho (dirección Este, desde la chimenea, durante los dos primeros días de simulación; y dirección Sureste, desde la chimenea, durante los dos últimos días de simulación).

Gráfico 7.30

Simulaciones de las concentraciones acumuladas de SO_2 en el suelo durante todo el periodo de simulación. (a) durante horas diurnas; (b) durante horas nocturnas.

Las concentraciones acumuladas totales medidas experimentalmente (gráfico 7.31) muestran claramente, y coherentemente con los resultados simulados, una tendencia a valores mayores en aquellos emplazamientos ubicados a sotavento de las cadenas montañosas del Maestrazgo.

De hecho, la estación de Morella (ubicada en la cima de una montaña), a pesar de encontrarse dentro del arco de direcciones preferentes de transporte del penacho (ver registros experimentales de la unidad móvil, gráficos 7.26 a 7.28), muestra unos valores de concentración acumulados sustancialmente menores a los de otras (como Coratxar, Vallibona e incluso Sant Jordi; gráfico 7.31a) que están más “sotaventadas” por Els Ports de Beseit (cadena montañosa de El Maestrat).

A la vista de la magnitud de las concentraciones acumuladas de SO₂ medidas experimentalmente y de su distribución espacial (gráfico 7.31), se han agrupado los cinco emplazamiento en tres grupos o áreas geográficas con el fin de compararlas cuantitativamente con los resultados obtenidos con el modelo LPD.

- La zona uno (en azul) está determinada por las estaciones de Morella y Zorita; emplazamientos ubicados entorno a 40 kilómetros de la chimenea, y que registraron concentraciones acumuladas de SO₂ inferiores a 1000 µg/m³.
- La zona dos (en amarillo) se corresponde con las estaciones de Coratxar y Vallibona; emplazamientos ubicados entre 50 y 60 kilómetros de la chimenea, y que registraron concentraciones acumuladas de SO₂ superiores a 3000 µg/m³.
- La zona tres (en rojo) está determinada por la estación de control de calidad del aire ubicada en Sant Jordi, en la planicie costera del Norte de la provincia de Castellón, a unos 80 kilómetros de la central térmica, y que registró concentraciones acumuladas de SO₂ del orden de 2000 µg/m³.

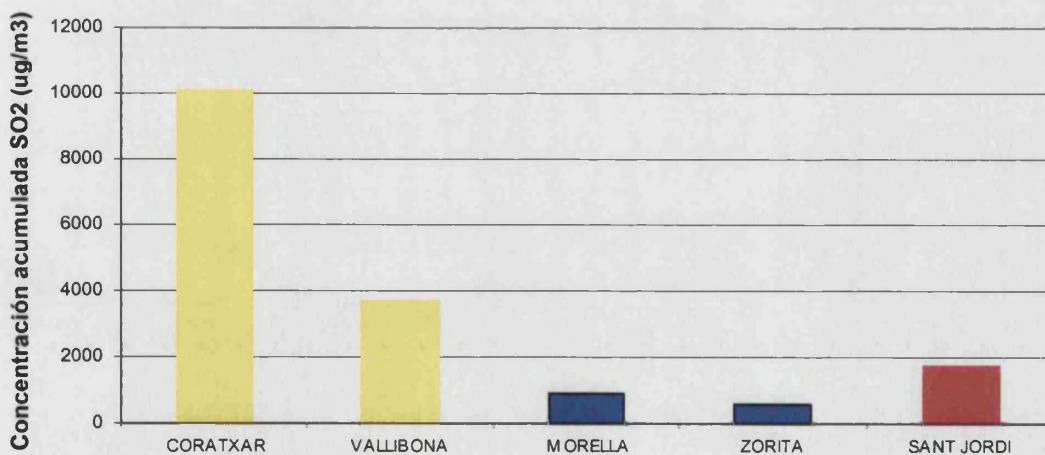
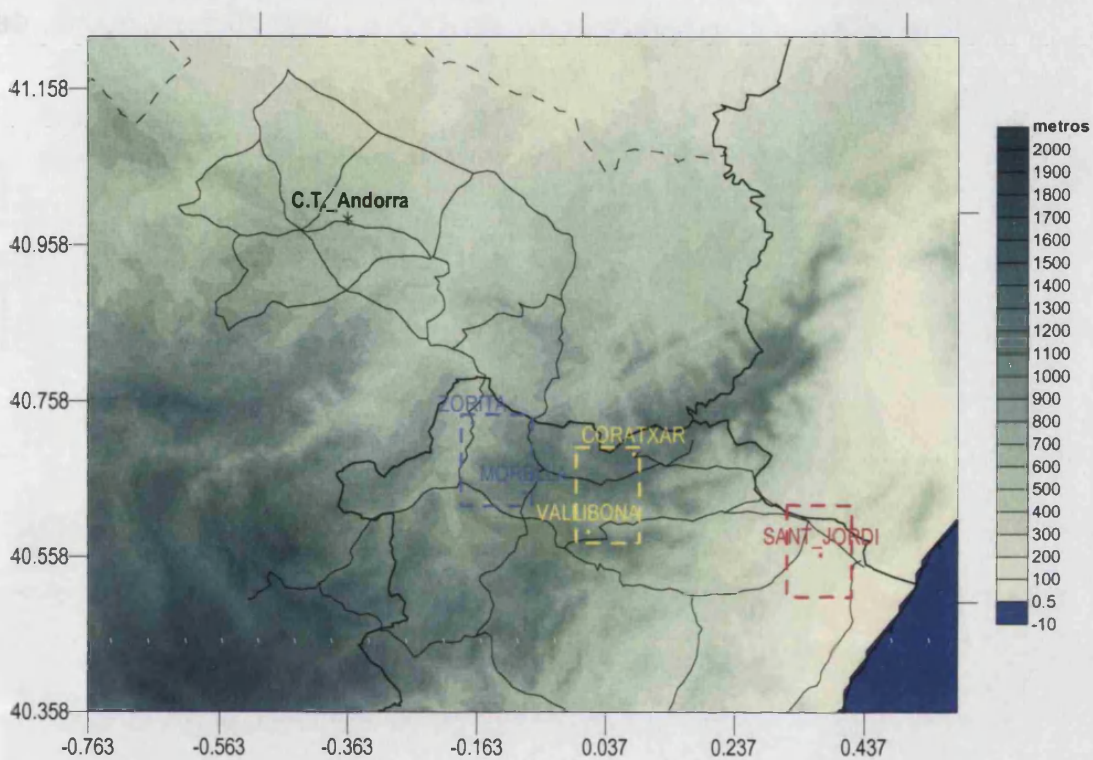


Gráfico 7.31

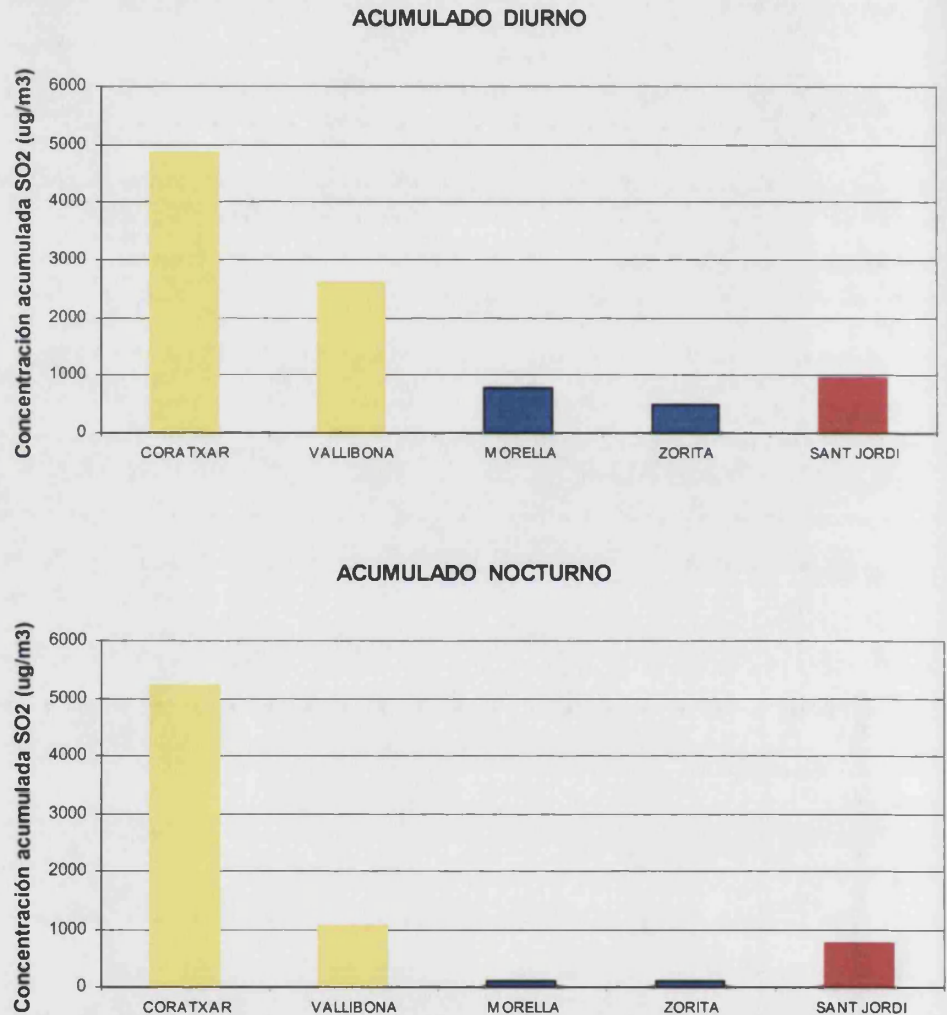
- a) Agrupación espacial de los emplazamientos de los que se disponen datos durante el periodo de simulación.
 b) Concentración acumulada durante el periodo de simulación; se observan tres patrones diferentes, asociados a la ubicación geográfica de los emplazamientos.

Para contrastar con los datos experimentales la variabilidad día/noche del patrón de impactos simulados (gráfico 7.30); se han calculado a partir de los datos experimentales, las concentraciones acumuladas en cada emplazamiento durante los mismos intervalos

temporales considerados (día, de 7:00 a 22:00 horas; y noche, de 22:00 a 7:00 horas); gráfico 7.32.

Gráfico 7.32.

Concentraciones experimentales acumuladas de SO₂ en el suelo medidas experimentalmente durante todo el periodo de simulación. (a) durante horas diurnas; (b) durante horas nocturnas. La localización de los emplazamientos se indica en el mapa adjunto.



Es en los emplazamientos situados a barlovento de las montañas de Maestrazgo (Ports de Beseit) donde son más acusadas las diferencias de las concentraciones acumuladas durante el día y la noche.

Este es el caso del emplazamiento de Zorita (situado en el valle interior del río Bergantes) y del de Morella (ubicado en la cima de una de las montañas más occidentales del sistema montañoso del Maestrazgo).

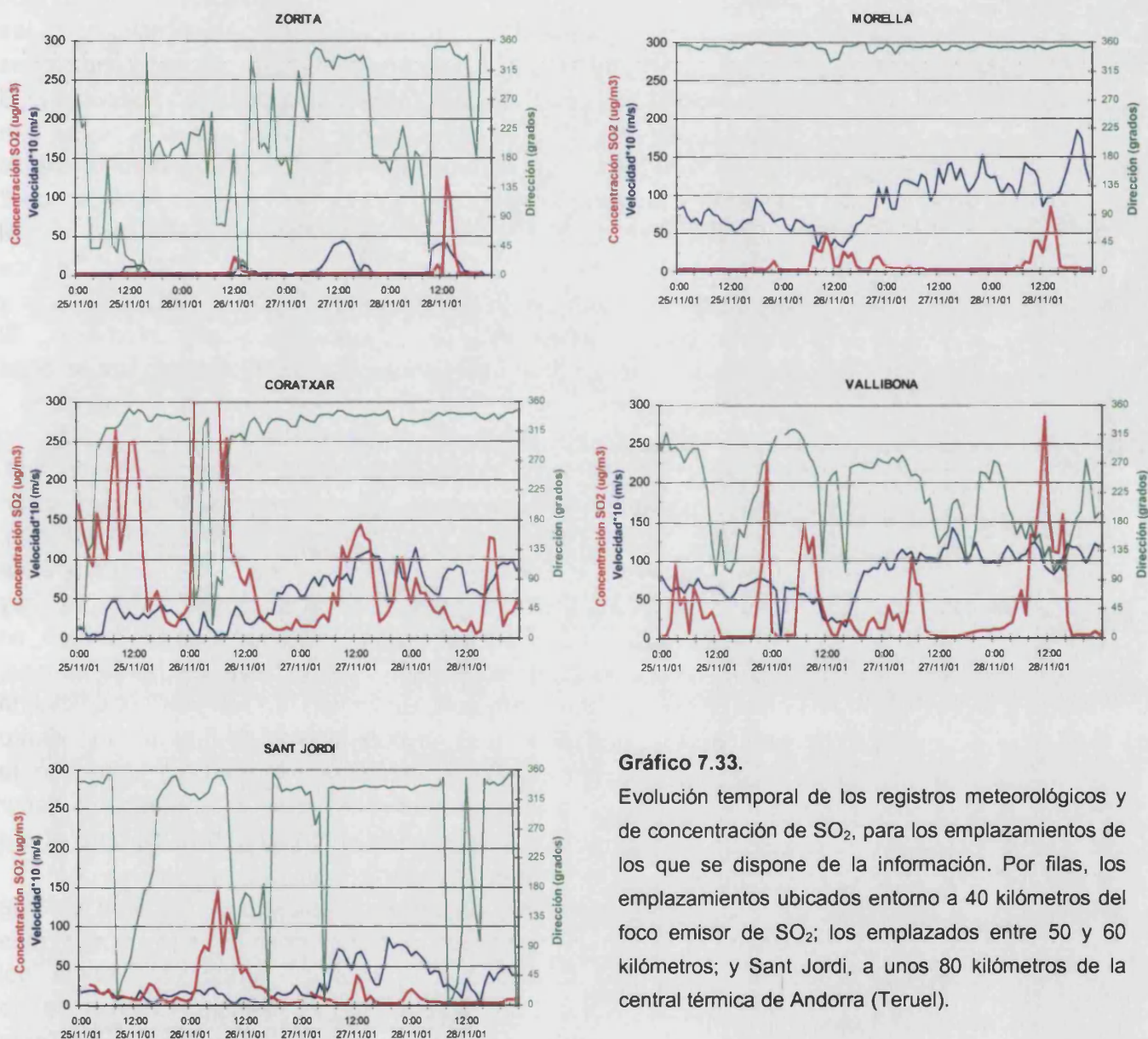


Gráfico 7.33.

Evolución temporal de los registros meteorológicos y de concentración de SO_2 , para los emplazamientos de los que se dispone de la información. Por filas, los emplazamientos ubicados entorno a 40 kilómetros del foco emisor de SO_2 ; los emplazados entre 50 y 60 kilómetros; y Sant Jordi, a unos 80 kilómetros de la central térmica de Andorra (Teruel).

La evolución temporal de la concentración de SO_2 en cada uno de los cinco emplazamientos (gráfico 7.33; donde cada fila se corresponde con los tres agrupamientos geográficos), junto con la información meteorológica registrada simultáneamente, permite caracterizar los impactos del penacho.

Así los impactos registrados en Sant Jordi, emplazamiento costero situado a unos 80 kilómetros al Suroeste de la central (gráfico

7.31a) se producen con vientos procedentes del Noroeste, y son más acusados cuando los vientos no son intensos. Durante los dos primeros días (gráfico 7.33), el emplazamiento está incluido en las circulaciones de brisa costera (que bajo estas condiciones meteorológicas advectivas tiene un escaso desarrollo espacial). El segundo día, los intensos impactos del penacho en el suelo se ven bruscamente reducidos al desarrollarse las circulaciones de brisa. Al pasar de tener un claro flujo del NW con velocidades del orden de 2 m/s, a una circulación del SE con velocidades del orden de 1 m/s; el penacho es desplazado y la entrada de aire "limpio" reduce rápidamente a cero los niveles de concentración de SO₂. El tercer y cuarto día, al intensificarse la advección del Noroeste, el emplazamiento de Sant Jordi no llega a ser alcanzado por la brisa costera, quedando a merced de impactos ocasionales del penacho.

El emplazamiento de Zorita, ubicado en el valle (interior) del río Bergantes, muestra prolongados periodos nocturnos de calmas. Éstos, característicos de este tipo de emplazamientos, están asociados a las inversiones nocturnas, por enfriamiento radiativo, que desacoplan el flujo sinóptico general de la capa atmosférica más superficial. Durante estos periodos, obviamente, no hay impactos directos del penacho que está siendo transportado en altura por el flujo sinóptico del Noroeste. Durante las horas diurnas, cuando por calentamiento solar se rompe la inversión superficial, la turbulencia mecánica (por acoplamiento del flujo de viento superficial con las capas troposféricas intermedias) junto con la actividad convectiva (por calentamiento solar) puede llegar a hacer que el penacho impacte en superficie (como ocurre durante el día 28; gráfico 7.33)¹².

En el emplazamiento de Morella, ubicado en la cima de una montaña próxima, los impactos se registraron de manera más intensa durante las horas centrales del día, con vientos del componente Norte. Se aprecia una evolución diaria de la concentración de SO₂ similar a la registrada en la estación de Zorita (gráfico 7.33); es decir, con impactos asociados al desarrollo diurno de las circulaciones atmosféricas en la zona.

Los emplazamientos ubicados en Coratxar, Vallibona y Sant Jordi presentan registros de concentración de SO₂ tanto en régimen nocturno como diurno (gráfico 7.33), posiblemente asociados a efectos tanto de la turbulencia mecánica como de la térmica.

¹² Cabe recordar que el día 27 los cielos estuvieron cubiertos, mientras que tras el tránsito del frente frío, se mantuvieron despejados a lo largo del día 28.

No obstante, en el emplazamiento de Coratxar, se registró un impacto del penacho muy intenso durante las primeras horas del día 26. Estos valores tan elevados de la concentración de SO₂, junto con las velocidades de viento bajas (figura 7.33), hacen suponer que estos impactos no son achacables a turbulencia mecánica; ya que, bajo condiciones de estabilidad, pueden registrarse impactos directos del penacho en las cotas de montaña que se encuentren a la altura de transporte del mismo. Las dos noches siguientes, con velocidades de viento más altas, los impactos registrados (con valores máximos mucho menores que los de la primera noche) pueden ser achacables a turbulencia mecánica.

Para cuantificar la semejanza entre el patrón de impactos deducido a partir de los registros experimentales y el obtenido de las simulaciones efectuadas con el modelo dispersivo; se han comparado las variaciones porcentuales día/noche de las concentraciones a nivel del suelo en diferentes zonas del área de estudio (tabla 7.4 y gráfico 7.34).

Tabla 7.4

Variaciones porcentuales, entre el día y la noche, de las concentraciones promedio registradas durante los tres días de campaña. Variaciones positivas indican predominancia de impactos diurnos; variaciones negativas, predominancia de impactos nocturnos. Esta tabla se corresponde con el gráfico 7.34.

VARIACIÓN PORCENTUAL DE LA CONCENTRACIÓN DE SO ₂ ENTRE EL DÍA Y LA NOCHE				
	Experimental	Emisión a 450 m	Emisión a 700 m	Emisión según Briggs
ZONA1	57.7	100.0	100.0	100.0
ZONA 2	-113.1	90.6	85.4	80.9
ZONA 3	-122.6	-295.8	-92.2	-796.4

A partir de los resultados experimentales, claramente se observa el sesgo entre la contribución porcentual diurna y nocturna a la concentración total registrada en superficie según las zonas geográficas (gráfico 7.34).

La zona 2 (Coratxar y Vallibona) y la zona 3 (Sant Jordi) tienen una marcada contribución nocturna, aunque por razones, como se ha descrito anteriormente, diferentes.

La zona 1 (Zorita y Morella), presenta una cierta predominancia de los impactos diurnos (como promedio de los dos emplazamientos). No obstante esto no implica que, tal y como se ha descrito previamente, las razones físicas para que así se produzca sean las mismas¹³ (aunque por separado los dos emplazamientos presentan la misma tendencia día-noche durante el periodo considerado).

¹³ ;Mientras que Zorita está en el fondo de un valle, Morella está en la cima de una montaña próxima.

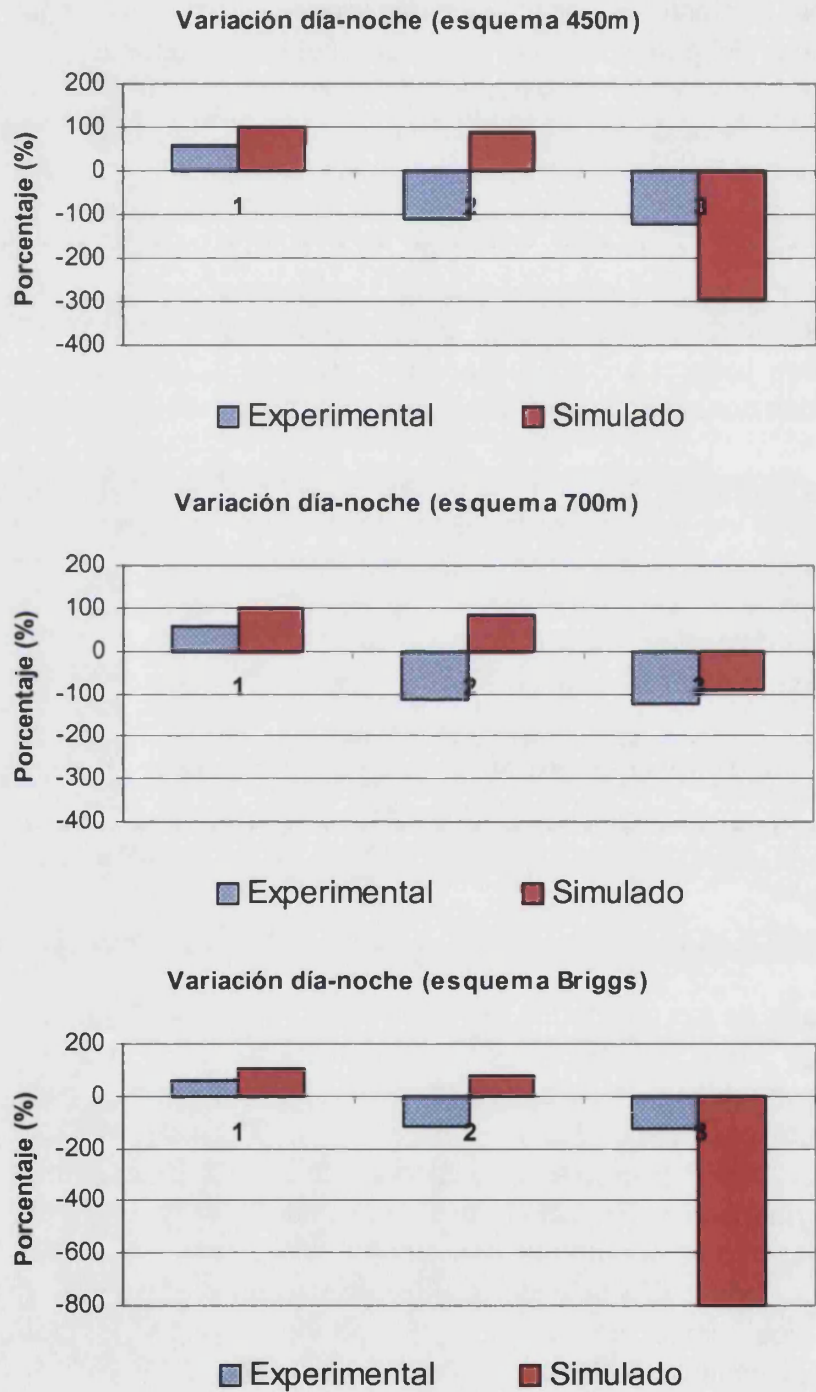
Gráfico 7.34

Comparativa, por zonas geográficas, de las variaciones porcentuales, entre el día y la noche, de las concentraciones promedio registradas durante los tres días de campaña. Variaciones positivas indican predominancia de impactos diurnos; variaciones negativas, predominancia de impactos nocturnos.

La zona 1 representa a una zona geográfica (gráfico 7.31a, en azul) situada entorno a 40 kilómetros del foco emisor; la zona 2, a distancias entre 50 y 60 kilómetros; y la zona 3 a una distancia de unos a 80 kilómetros de la central térmica de Andorra (Teruel).

En color azul, las variaciones calculadas a partir de los valores registrados experimentalmente; en color rojo, las variaciones calculadas a partir de los resultados de las simulaciones efectuadas con los tres esquemas de emisión.

Estos gráficos se corresponden con los datos presentados en la tabla 7.4.



A partir de los campos de concentraciones obtenidos con el modelo para cada uno de los tres esquemas de emisión, se ha obtenido la misma pauta experimental de la contribución porcentual

diurna/nocturna de las concentraciones de SO₂ en las zonas uno y tres.

La discrepancia entre las simulaciones y los datos experimentales en la zona dos, son atribuibles a las concentraciones registradas durante las primeras horas del día 26 en la estación de Coratxar (consecuencia del impacto directo del penacho).

Por un lado, este tipo de eventos, dado su marcado carácter local, no pueden considerarse representativos de la zona en la que se ha calculado el valor promedio de la concentración durante los tres días de campaña. Por otro lado, las características del penacho bajo condiciones de estabilidad (advechado en cinta o fanning, gráfico II-3), explican que pequeñas discrepancias entre la dirección de transporte, simulada y real, puedan tener un efecto muy acusado al comparar las concentraciones, medidas y simuladas, a nivel del suelo.

c) Difusión turbulenta horizontal

A diferencia de las simulaciones efectuadas durante condiciones convectivas (estivales), en este tipo de escenarios dispersivos (advección invernal del noroeste) se ha obtenido una evidente correlación entre las medidas experimentales de las dispersiones transversales y las simuladas (gráfico 7.35 y tabla 7.5), para un rango de distancias al foco emisor que va desde los 6 a los 33 kilómetros.

Los resultados obtenidos muestran que el modelo de dispersión, de manera sistemática, subestima la dispersiones transversales registradas experimentalmente (gráfico 7.35 y tabla 7.5). Con el ajuste efectuado entre las medidas experimentales y las obtenidas a partir de las simulaciones (tabla 7.6) se han obtenido pendientes inferiores a uno.

Los mejores ajustes (tabla 7.6) se han obtenido con los esquemas de emisión según el cálculo de las sobreelevaciones de Briggs y a altura de emisión constante de 450 m; con excelentes significaciones estadísticas¹⁴ de la pendiente.

¹⁴ Como ya se introdujo anteriormente, es de generaliza aceptación el siguiente criterio: $p\text{-valor} \leq 0.001$ (***, excelente significación); $p\text{-valor} \leq 0.01$ (**, muy significativo); $p\text{-valor} \leq 0.05$ (*, significativo); $p\text{-valor} > 0.05$ (•, no significativo).

Día	Hora Inicio	Hora Fin	Distancia (Km)	Dispersión Experimental (Km)	Dispersión simulada Briggs (Km)	Dispersión simulada 700m (Km)	Dispersión simulada 450m (Km)
26/11	10:45	11:58	26.68	3.03	1.7	1.33	3.18
26/11	13:21	14:12	20.57	1.14	1.64	1.4	1.29
26/11	15:12	15:35	15.79	2.49	1.59	1.05	1.75
26/11	16:01	16:16	12.33	1.02	0.55	0.9	2.01
27/07	08:35	09:45	8.04	0.94	0.4	0.25	0.34
27/07	09:45	10:25	13.02	1.69	1.22	0.5	1.03
27/07	11:03	13:15	32.78	2.45	2.19	1.63	2.14
27/07	14:23	15:04	6.87	0.58	0.76	0.84	0.73
27/07	15:06	15:40	14.99	1.05	1.74	1.85	1.9
27/07	15:41	16:09	6.4	0.86	0.5	0.69	0.81
28/11	08:17	09:54	19.84	1	0.83	0.56	0.74
28/11	09:55	11:00	6.18	0.85	0	0	0.5
28/11	11:01	11:56	7.41	1.54	0.84	0.5	0.73
28/11	11:57	13:09	6.33	1.13	1.01	0.93	0.84
28/11	14:16	14:44	6.31	0.93	0.5	0.49	0.87

Tabla 7.5.

Valores experimentales y simulado de las dispersiones horizontales transversales. Los valores simulados se corresponden con los tres esquemas de emisión empleados.

A la vista de la evolución temporal del campo de velocidades simulado (gráfico 7.23a), se observa que a partir del día 26 de noviembre los esquemas de emisión de 450 metros y de Briggs tienen prácticamente todo el tiempo las mismas condiciones de advección; no ocurriendo lo mismo con la altura constante de 700 metros.

Las mayores diferencias en la altura de emisión entre el esquema de Briggs y la altura constante de 450 metros (gráfico 7.23a) coinciden con instantes en los que la distribución vertical simulada del campo de velocidades está poco cizallada. Por el contrario, durante los periodos de mayor cizalladura (con importantes diferencias entre las cotas de 450 y 700 metros) la sobre-elevación de Briggs está entorno de 450 metros.

Los errores cuadráticos medios obtenidos tras el ajuste (tabla 7.6) son de un orden aceptable (inferiores al kilómetro); ya que, como se comentó (capítulo 2), las incertidumbres asociadas al procedimiento de medida son algo mayores de un kilómetro.

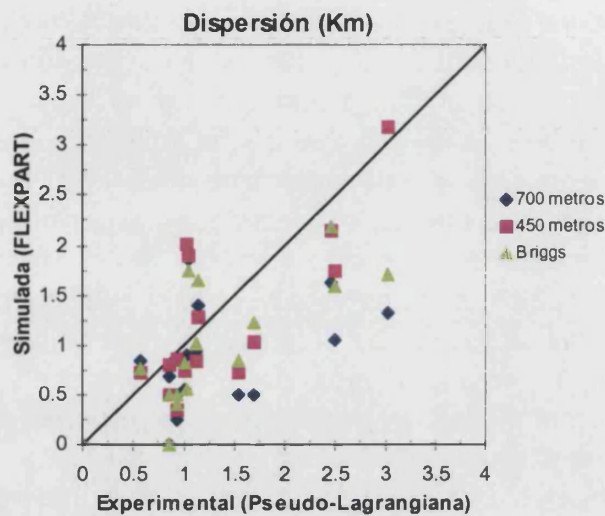


Gráfico 7.35.

Representación gráfica de los valores experimentales y simulados de la dispersión transversal horizontal (para los tres esquemas de emisión).

El parámetro adimensional de acuerdo (anexo A) es superior al 90% para los casos simulados con los esquemas de Briggs y de altura de emisión constante de 450 metros; y del 80% para el de altura constante de 700 metros (tabla 7.6).

	m	b	ES(m)	ES(b)	p-valor (m)	p-valor (b)
450 m	0.81	0.13	0.20	0.30	0.001	0.667
700 m	0.31	0.43	0.18	0.28	0.108	0.141
BRIGGS	0.60	0.20	0.17	0.26	0.003	0.468

	RMSE	RMSEu	RMSEs	RMSEa	RMSEp	RMSEi
450 m	0.53	0.49	0.18	0.13	0.29	-0.26
700 m	0.84	0.45	0.71	0.43	1.07	-0.91
BRIGGS	0.62	0.43	0.44	0.20	0.61	-0.46

	MSEu/MSE	MSEs/MSE	MSEa/MSE	MSEp/MSE	MSEi/MSE	d
450 m	0.88	0.12	0.06	0.30	0.25	0.94
700 m	0.29	0.71	0.27	1.62	1.17	0.80
BRIGGS	0.48	0.52	0.10	0.98	0.56	0.90

Tabla 7.6

Análisis estadístico de las discrepancias entre las medidas experimentales de la dispersión del penacho de la central térmica de Andorra (Teruel) y las dispersiones horizontales previstas por el modelo LPD. NOMENCLATURA (anexo A): m : pendiente del ajuste; b: ordenada en el origen del ajuste; ES : Error estándar; MSE: Error cuadrático medio; MSEu: Error cuadrático medio no sistemático; MSEs: Error cuadrático medio sistemático; MSEa: Error cuadr. medio aditivo ; MSEp : Error cuadrático medio proporcional; MSEi: Error cuadrático medio de interdependencia; d: índice de acuerdo. Las R indican la raíz.

Como en el estudio efectuado en el caso estival, aparece una marcada dependencia entre el esquema de emisión empleado y la contribución de los errores sistemáticos y no sistemáticos al error cuadrático medio. Mientras que se ha obtenido una contribución sistemática del 12% al error cuadrático medio total con el esquema de emisión de 450 metros; empleando las ecuaciones de Briggs la contribución sistemática ha sido del 52%.

La contribución no sistemática al error cuadrático medio total; así como su valor absoluto (del orden de la incertidumbre del método experimental) son indicadores de la viabilidad de este tipo de metodología numérica para realizar investigaciones dispersivas en este entorno y bajo estas condiciones dispersivas.

Este error sistemático puede estar directamente relacionado con inexactitudes a la hora de describir la capa límite y los usos del suelo. En este sentido, y como ya se comentó, se están realizando estudios que permitan cuantificar el efecto que tiene el empleo de diferentes parametrizaciones en la descripción del campo de turbulencia (y, por lo tanto, en la dispersión de contaminantes) en este entorno orográfico complejo.

La ventaja de disponer de medidas en altura de la distribución de concentraciones de un penacho elevado para este tipo de investigaciones, así como la idoneidad de las herramientas empleadas (modelo meteorológico mesoescalar y modelo lagrangiano de dispersión) ha sido puesto de manifiesto a lo largo de este capítulo.

7.4.4 Efectos orográficos sobre los campos de vientos simulados

En este epígrafe se analiza la respuesta del modelo meteorológico a las perturbaciones del campo de vientos producidas por la orografía compleja característica de la zona de estudio, y que es la responsable de los impactos del penacho de la central térmica de Andorra a grandes distancias¹⁵ (>30 kilómetros).

La falta de medidas experimentales en la vertical de las “zonas sotaventadas” por las cadenas montañosas de Els Ports de Beseit (con flujos de viento procedente del Noroeste), hacen inviable la comparación directa entre los campos turbulentos simulados y los

¹⁵ Como es el caso de los impactos (documentados en el escenario invernal presentado en este capítulo) que se registran en emplazamientos como Sant Jordi; a unos 80 kilómetros al Sureste del foco emisor.

que realmente se producen bajo condiciones invernales de advección del Noroeste.

No obstante, la descripción del campo de vientos simulado por el modelo meteorológico sí que sirve para fundamentar algunas de las argumentaciones empleadas a la hora de describir la evolución temporal de las concentraciones de SO₂ en los emplazamientos montañosos y costeros ubicados al Sureste de la central térmica de Andorra.

Multitud de estudios [Millán, M. et al.; 1992], [COST 710; 1998], [Kitada, T. et al.; 1998] han enfatizado el hecho de que en terrenos montañosos se activan circulaciones secundarias micro y mesoescalares. Éstas, superpuestas al flujo principal (sinóptico), contribuyen al transporte de momento, energía, humedad y masa en escalas sustancialmente diferentes de las que le son propias a la turbulencia de escalas menores (en la que se centran habitualmente los modelos “tradicionales” de dispersión de contaminantes).

Las circulaciones secundarias se manifiestan, por ejemplo, en el desarrollo de cúmulos, o nubes convectivas, asociados a cadenas montañosas.

La aparición de ondas a sotavento de las cadenas montañosas que perturban las líneas de corriente del flujo principal (o promedio), es otro claro ejemplo de este tipo de circulaciones secundarias. En este sentido ya ha habido estudios bajo episodios Foehn en la costa norte de la Península Ibérica [Gangoiti, G. et al.; 2002], empleando el modelo mesometeorológico RAMS*.

En flujos estacionarios, el desarrollo de ondas atrapadas a sotavento de obstáculos (cadenas montañosa) se ve favorecido cuando existe un incremento de la velocidad del viento con la altura (cuando decrece la estabilidad en la vertical) [Scorer, R.; 1997].

Scorer (1997) mostró que estos requisitos son equivalentes a la disminución con la altura del llamado parámetro de Scorer (I^2):

$$I^2 = \frac{g}{U^2} \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{1}{U} \frac{\partial^2 U}{\partial z^2}$$

donde

U es la velocidad media del viento, perpendicular al obstáculo.

g es la aceleración de la gravedad

θ es la temperatura potencial

* RAMS: Regional Atmospheric Modeling System.
<http://www.arl.noaa.gov/ss/models/rams.html>

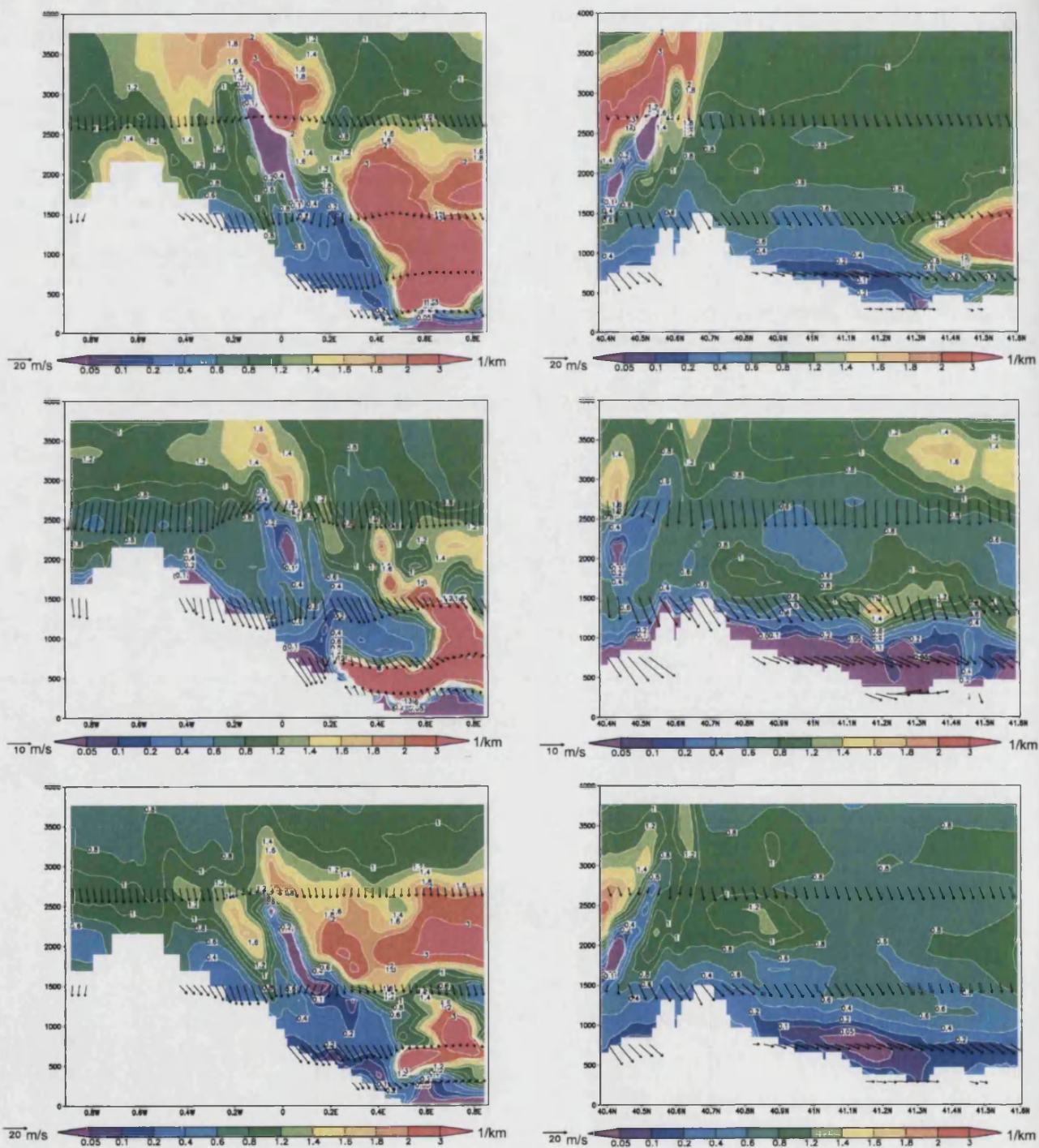


Gráfico 7.36.

Cortes transversales de la distribución vertical del parámetro de Scorer (Km^{-1}) obtenido a partir de las simulaciones meteorológicas efectuadas con el MM5. La columna de la izquierda se corresponde con un corte transversal a Latitud constante (40.43° N) y la de la derecha a longitud constante (0.05° E). Los colores más fríos indican valores más bajos del parámetro de Scorer. La primera fila se corresponde con las 6:00 h. del día 28 de noviembre de 2001; la segunda fila con las 13:00 h., y la tercera con las 18:00 h. del mismo día. Las flechas representan el vector velocidad horizontal del viento para cada instante de tiempo.

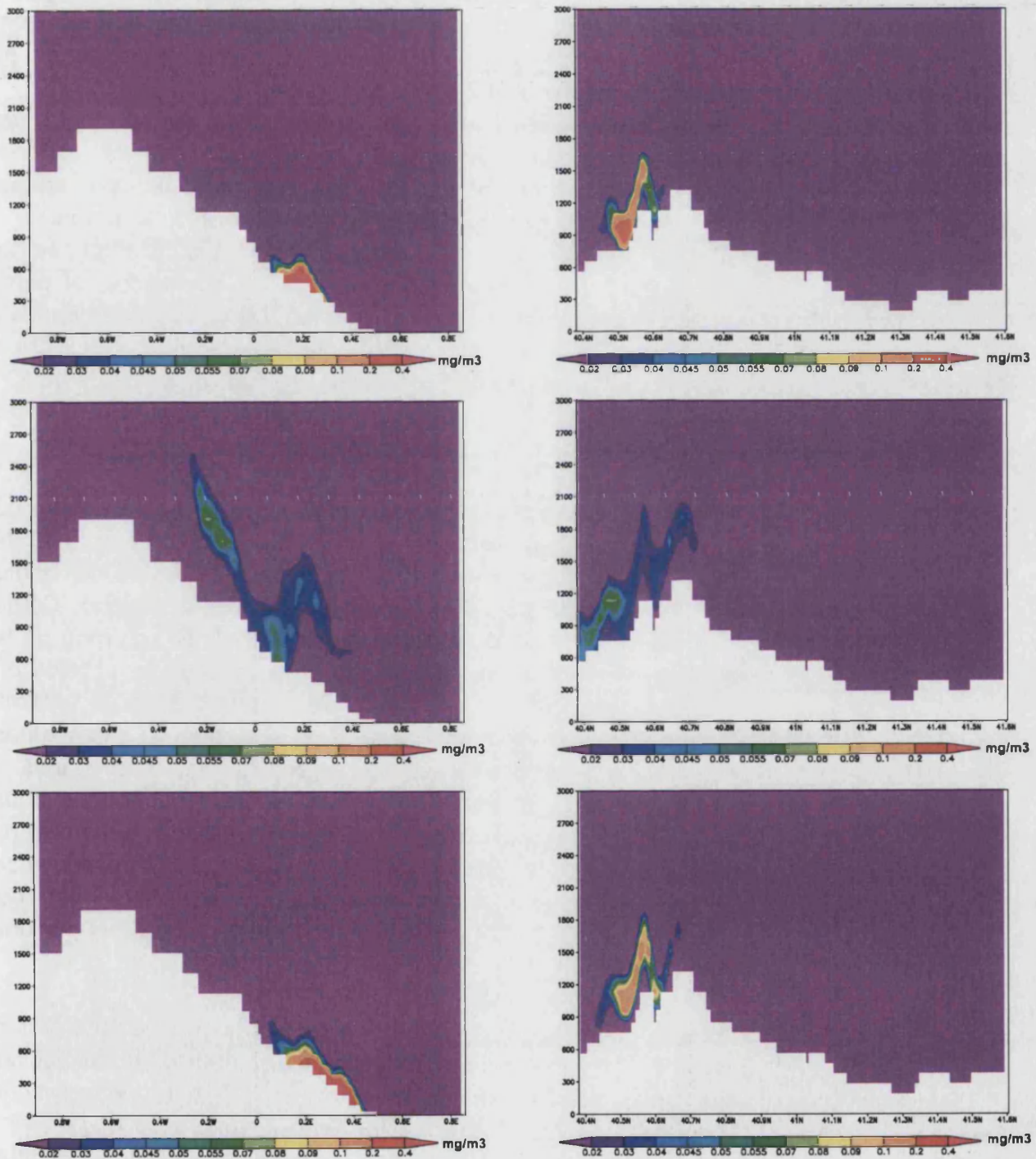


Gráfico 7.37.

Cortes transversales y longitudinales (a latitud y longitud constantes) de la distribución de concentración del penacho simulado por el modelo lagrangiano de dispersión de partículas, FLEXPART. Las tres filas se corresponden con las 6:00 h., 13:00 h. y 18:00 h. del día 28 de noviembre de 2001; (coherentemente con el gráfico 7.36).

Como ya se ha puesto de manifiesto en apartados anteriores los impactos simulados a sotavento de las cadenas montañosas son una de las características más relevantes de los impactos en el suelo simulados por el modelo de dispersión.

Para visualizar adecuadamente la distribución del parámetro de Scorer en un lugar determinado a sotavento de la cadena montañosa del Maestrazgo, se han realizado sendos cortes transversales (a longitud y a latitud constante consecutivamente).

Con el ánimo de analizar la naturaleza de estos impactos, se ha calculado, para tres instantes del día 28 de noviembre, el perfil vertical del parámetro de Scorer (gráfico 7.36). Las coordenadas geográficas del punto donde se presentan las distribuciones verticales del parámetro de Scorer son: a latitud constante de 40.43° N y a longitud constante de 0.05° E. Los tres instantes de tiempo que se representan en este epígrafe son las 6:00h, 13:00h. y 18:00h.

Se observa una persistencia de decrecimiento del parámetro de Scorer a sotavento de las cadenas montañosas, entorno a 40.43° N y 0.05° E, (los vectores indican el vector de la velocidad del viento horizontal) a partir de unos 1000 metros sobre el terreno. Como contraste, sobre el valle del Ebro (entorno a 41° N, columna de la derecha) se observa una extensa zona con valores de I^2 bajos en las capas superficiales y una tendencia creciente sobre la vertical; indicativo de lo escasamente favorecidos que están en estas zonas semiplanas el desarrollo de este tipo de circulaciones secundarias.

El efecto de estas ondas a sotavento sobre penachos elevados ya fue documentado empíricamente con las emisiones de la Central Térmica de Santurtzi (Bilbao) [Millán, M. et al.; 1987]; describiendo el comportamiento dinámico observado como "loopings" del penacho atrapado por "cavidades turbulentas" provocadas por una colina de 455 metros.

El modelo lagrangiano de dispersión ha sido capaz de "interpretar" esta dinámica secundaria reproducida por el modelo meteorológico, advectando diferencialmente el penacho en rizados que provocan eventuales e intermitentes impactos en el suelo (gráfico 7.37).

Los cortes transversales del penacho (a latitud y longitud constantes respectivamente, gráfico 7.37) se corresponden con los mismos instantes temporales y ubicaciones espaciales que los presentados con la distribución del parámetro de Scorer (gráfico 7.36).

La intensidad de los impactos a estas distancias del foco emisor se deriva, como ya se comentó, a la poca dispersión que el penacho ha sufrido desde que fue emitido; y el origen, como se pone de manifiesto en este epígrafe, radica en inestabilidades de origen mecánico.

7.4.5 Conclusiones sobre el escenario invernal

Para escenarios dispersivos invernales con advección del Noroeste, en latitudes medias y entornos topográficos complejos, el sistema acoplado MM5+FLEXPART se ha mostrado como una herramienta mesometeorológica capaz de reproducir las características dispersivas más relevantes de un penacho elevado.

Esto ha sido posible gracias a la disponibilidad de información simultánea, en altura y en superficie, de la distribución de concentración de las emisiones de la central térmica y de sus impactos en el suelo (a distancias de hasta 80 kilómetros de la chimenea).

Empleando la información experimental de la distribución de concentración en altura y a nivel del suelo, se han realizado simulaciones numéricas de la dispersión del penacho de la CT de Andorra; reproduciéndose los siguientes efectos:

- a) La advección integral del penacho de la central térmica bajo condiciones advectivas en entornos orográficos complejos.
- b) La dispersión transversal horizontal del penacho en el rango de distancias entre los 6 y los 33 kilómetros; con una variabilidad explicada de entre el 80% y el 95% (parámetro de acuerdo del ajuste entre los resultados simulados y las dispersiones experimentales).
- c) El patrón de impactos en el suelo a lo largo y ancho del arco definido por las direcciones preferentes de transporte, reproduciéndose (asociados a la actividad convectiva diurna) los impactos próximos a la chimenea, y los impactos en el suelo a grandes distancias del foco emisor (hasta a 80 kilómetros) asociados a efectos orográficos (turbulencia mecánica) que, bajo estas condiciones dispersivas con advección del Noroeste, se producen tanto en las horas diurnas como durante las nocturnas.

- d) En zonas alejadas de la chimenea (entorno a 80 km) la variación de los impactos acumulados en el suelo entre los diferentes esquemas de emisión empleados es mayor que la calculada para zonas intermedias ($40 \text{ km} < x < 60 \text{ km}$).

A falta de medidas experimentales específicas que corroboren los resultados simulados, el sistema acoplado MM5+FLEXPART ha simulado las advecciones diferenciales fruto de las circulaciones secundarias asociadas a las condiciones advectivas en entornos orográficos complejos.

La contribución no sistemática al error cuadrático medio total (entre el 29% y el 88% dependiendo del esquema de emisión) de las simulaciones dispersivas efectuadas, así como su valor absoluto inferior al kilómetro (entre 0.53 km y 0.84 km; inferior a la incertidumbre del método experimental), corroboran la viabilidad de este tipo de metodología numérica para realizar investigaciones dispersivas en este entorno orográfico complejo y bajo estas condiciones dispersivas de advección invernal del Noroeste.

El error sistemático encontrado, muy dependiente del esquema de emisión empleado, puede ser atribuible, entre otros aspectos, a inexactitudes a la hora de describir la capa límite, a los usos del suelo y también al esquema de emisión empleado. En este sentido es conveniente realizar estudios que permitan cuantificar el efecto que tiene el empleo de diferentes parametrizaciones en la descripción del campo de turbulencia (y, por lo tanto, en la dispersión de contaminantes) en este entorno orográfico complejo.

La versatilidad del modelo meteorológico MM5 para emplear diferentes esquemas de capa límite, es un factor adicional que hace más atractivo el empleo del sistema acoplado MM5+FLEXPART para este tipo de estudios.

7.5 Resumen del bloque segundo: Características de la dispersión de las emisiones de la CT

A lo largo de este segundo bloque temático se ha caracterizado la dispersión de las emisiones de la CT desde dos puntos de vista: el uno, estadístico (describiendo el comportamiento dispersivo promedio desde un punto de vista clásico) y el otro, numérico (caracterizando las condiciones de dispersión en los dos escenarios más recurrentes identificados en el bloque temático primero).

En este epígrafe, al igual que se hizo al final del bloque temático primero (epígrafe 4.4), se van a sintetizar las conclusiones más relevantes expuestas a lo largo de los capítulos cinco, seis y siete. Con el fin de ordenar la información aportada, éstas se presentan agrupadas atendiendo a los objetivos planteados en la introducción a este bloque temático.

Las conclusiones de los apartados 7.5.5 y 7.5.6 son las que se derivan del análisis de dos escenarios dispersivos típicos, con el objetivo de llevar a cabo una evaluación preliminar sobre la viabilidad de realizar o no una investigación ulterior (encaminada a la optimización de la herramienta de simulación). Por ello, éstas conclusiones se han de entender como indicios del comportamiento del sistema de simulación numérico bajo el tipo de condiciones dispersivas que representan (estival e invernal bajo advección del Noroeste). Para lograr una mayor significación estadística en los resultados es necesario contar, o bien con más medidas experimentales de la dispersión del penacho obtenidas en una única campaña de medidas (y que se considere característica del escenario dispersivo de interés), o bien simular más campañas experimentales efectuadas bajo condiciones dispersivas similares.

En resumen, para la generalización de las conclusiones (incluidas en los apartados 7.5.5 y 7.5.6) a cualquier situación estival o invernal con características dispersivas similares a las dos simuladas en esta investigación, es necesario llevar a cabo un estudio más amplio y que podría estar encaminado en último término, como ya se comentó, a la optimización de los modelos numéricos empleados.

Los apartados 7.5.1 y 7.5.2 hacen referencia a las conclusiones obtenidas de los trabajos presentados a lo largo del capítulo cinco. Análogamente los apartados 7.5.3 y 7.5.4 se refieren al capítulo seis.

7.5.1 Respecto a la descripción estadística de la capacidad dispersiva de la atmósfera bajo condiciones de advección invernal del Noroeste

- Las desviaciones típicas de los valores medios de los coeficientes de dispersión experimentales, a distancias fijas de la chimenea, no presentan pautas indicativas ni de errores aleatorios ni de errores sistemáticos lo suficientemente importantes como para enmascarar los valores de la dispersión.

- El procedimiento de obtención de los coeficientes dispersivos a partir de los registros experimentales ha sido validado contrastando los resultados obtenidos con el modelo estadístico de Taylor; obteniéndose grados de confianza del 70% para distancias próximas a la chimenea (<16 km) y del 80% para intermedias (<40 km).

7.5.2 Respecto a cuantificar las diferencias entre los registros dispersivos experimentales y los previstos por descripciones clásicas

- Bajo condiciones invernales de advección del Noroeste (asociadas a clases de estabilidad de estables a neutras), los valores experimentales de la dispersión del penacho de la CT de Andorra se corresponden con hasta tres clases de estabilidad por encima (más inestables) de las previstas atendiendo al esquema de clasificación de Pasquill-Turner.
- Respecto a la parametrización de Pasquill-Turner, el acuerdo¹⁶ entre los datos experimentales¹⁷ y la clase de estabilidad C, es del 81%; mientras que con las clases D y E son del 62% y el 52% respectivamente.
- El ajuste para la clase de estabilidad C de la parametrización de Pasquill-Turner con los datos experimentales¹⁷ tiene un error cuadrático medio sistemático del 2% del error cuadrático medio total; mientras que el ajuste para las clases de estabilidad D y E presentan errores sistemáticos del 86% y 95% respectivamente.
- Respecto a la parametrización de Briggs-Gifford, el índice de acuerdo entre los datos experimentales¹⁷ y la clase de estabilidad A-B es del 82%; mientras que es del 57% para la clase D y del 47% para la clase E-F.
- El ajuste para la clase de estabilidad A-B de la parametrización de Briggs-Gifford con los datos experimentales¹⁷ tiene un error cuadrático medio sistemático del 30% del error cuadrático medio total; mientras que el ajuste para las clases de estabilidad D y E-F presentan errores sistemáticos del 97% y 100% respectivamente.

¹⁶ El índice de acuerdo se define en el anexo A, e indica el grado con el que la variación observada es estimada con exactitud por la variación simulada.

¹⁷ Datos experimentales obtenidos bajo condiciones de estabilidad de neutras a estables (según clasificación de Pasquill-Turner)

7.5.3 Respecto a la preparación de una metodología que permita caracterizar los campos de turbulencia en entornos topográficos complejos

- Se ha acoplado un modelo lagrangiano de dispersión de partículas (FLEXPART) a un modelo mesometeorológico (MM5); de tal manera que los resultados obtenidos son susceptibles de ser comparados con las medidas de la distribución de concentración en altura del penacho de la CT de Andorra, efectuadas con una unidad móvil instrumentada con un COSPEC.

7.5.4 Respecto a la identificación de la aproximación numérica empleada para caracterizar la dispersión

- Se ha constatado que el modelo lagrangiano de dispersión de partículas empleado (FLEXPART), se encuadra dentro de los que emplean un esquema de Markov capaz de describir escenarios turbulentos inhomogéneos y no estacionarios, con distribuciones del campo de turbulencia gaussianas.

7.5.5 Respecto a la comprobación de que la metodología propuesta es una herramienta eficaz para el estudio de la dispersión en un entorno orográfico complejo de la Península Ibérica

- Se han simulado dos escenarios dispersivos típicos del área de la CT de Andorra (Teruel). Éstos, además de ser muy recurrentes (bloque temático primero), representan condiciones de transporte y dispersión turbulenta muy diferentes: uno, condiciones de advección invernal del NW; el otro, condiciones típicamente estivales con formación de la Baja Térmica Ibérica.

En la simulación de verano:

- El modelo de dispersión ha sido capaz de reproducir el comportamiento dinámico del penacho, simulando (coherentemente con los registros experimentales) giros bruscos de la dirección de transporte a lo largo del día.
- Durante la transición entre condiciones dispersivas (a lo largo de un día de verano), hay una discrepancia significativa entre los valores experimentales de la dispersión y los obtenidos con el modelo. Esto es debido a que durante estos periodos, sin una

dirección de transporte bien definida (con campos de viento y de turbulencia transitorios), los parámetros clásicos de la dispersión pierden su significado físico.

- El índice de acuerdo¹⁶ del ajuste entre las dispersiones simuladas y las experimentales ronda el 85%; con independencia del esquema de emisión empleado (en un rango de distancias entre los 6 km y los 20 km de la chimenea).
- Los valores absolutos de los errores cuadrático medio (totales, sistemáticos y no sistemáticos) son del orden de un kilómetro (del orden de la incertidumbre del método experimental).
- La componente no sistemática del error cuadrático medio del sistema de simulación numérico oscila entre el 77% y el 52%, dependiendo del esquema de emisión empleado, del error cuadrático total.
- Respecto a las concentraciones en el suelo, el modelo ha reproducido el patrón de impactos en superficie registrado experimentalmente. Durante las horas diurnas los impactos se producen en zonas próximas a la chimenea; por el contrario los impactos lejanos (> 40 km; a sotavento de las montañas) se producen fundamentalmente durante las horas nocturnas, bajo un régimen parametrizado por el modelo de turbulencia mecánica amortiguada.
- Los patrones de concentración en el suelo, se ajustan a la variabilidad diaria registrada experimentalmente con independencia del esquema de emisión empleado; aunque el esquema de emisión de (altura constante) 700 metros es el que proporciona resultados más ajustados a las medidas experimentales.

En la simulación de invierno:

- El sistema acoplado MM5+FLEXPART ha sido capaz de reproducir las características dispersivas más relevantes de un penacho elevado en un entorno complejo de la Península Ibérica bajo condiciones de advección (en invierno).
- El índice de acuerdo¹⁶ del ajuste entre las dispersiones simuladas y las experimentales se sitúa entre el 80 y el 95%; dependiendo del esquema de emisión empleado (en un rango de distancias comprendido entre los 6 km y los 33 km de la chimenea).

- La contribución no sistemática al error cuadrático medio total de las simulaciones de la dispersión (entre el 29% y el 88% dependiendo del esquema de emisión), así como su valor absoluto inferior a un kilómetro (del orden de la incertidumbre del método experimental), corroboran la viabilidad de este tipo de metodología numérica para condiciones dispersivas de advección invernal en entornos orográficos complejos.
- Se han reproducido los impactos acumulados en el suelo próximos a la chimenea (asociados a la actividad convectiva diurna) y los impactos acumulados a grandes distancias del foco emisor (hasta a 80 km) asociados a efectos orográficos.
- Se ha identificado que la dependencia de los impactos acumulados en el suelo con el esquema de emisión empleado, es más acusada en zonas alejadas de la chimenea (entorno a 80 km) que en zonas intermedias ($40 \text{ km} < x < 60 \text{ km}$).
- A falta de medidas experimentales que corroboren los resultados numéricos, el sistema numérico empleado ha simulado las advecciones diferenciales fruto de las circulaciones secundarias asociadas a condiciones advectivas en entornos orográficos complejos.

7.5.6 Respecto a las limitaciones de la metodología propuesta

En la simulación de verano:

- Se ha identificado un desfase temporal de dos horas entre el comportamiento dinámico del penacho simulado y el observado. Este efecto, derivado de la capacidad del modelo meteorológico (MM5) para reproducir la evolución de las estructuras mesoescalares, pudiera disminuirse profundizando en la optimización del modelo meteorológico mediante, por ejemplo, una mejor descripción de los usos del suelo, un estudio de las diferentes opciones de parametrización de capa límite o mediante técnicas de asimilación de datos.
- La variabilidad de la dispersión simulada con la altura de emisión durante los periodos de transición y de la discrepancia con los datos experimentales en superficie, muestra que la dispersión es muy sensible a la contribución del momentum de las capas más superficiales de la capa límite. Es decir, durante estos periodos el comportamiento del penacho simulado está

fuertemente determinado por los esquemas de parametrización turbulenta empleados y de los usos del suelo considerados.

- Existe una dependencia entre el esquema de emisión y la contribución sistemática, y no sistemática, al error cuadrático medio (tabla 7.4). Con los esquemas de emisión de Briggs y de altura constante a 700 m se obtienen contribuciones sistemáticas al error cuadrático medio del orden del 45%; mientras que con el esquema de emisión de 450 m es del 23%.

En la simulación de invierno:

- Las simulaciones efectuadas para el escenario invernal ponen en evidencia que el modelo de dispersión, de manera sistemática, subestima las dispersiones transversales registradas experimentalmente.
- Dependiendo del esquema de emisión empleado, se ha obtenido una contribución no sistemática al error cuadrático medio entre el 88% (con el esquema de emisión de 450 m) y el 29% (con el esquema de emisión de 700 m).
- Las simulaciones efectuadas para el escenario invernal han subestimado sistemáticamente (e independientemente del esquema de emisión) los impactos nocturnos a distancias entorno a los 50-60 km de la chimenea.

A la vista de todas estas conclusiones, derivadas de los análisis descritos a lo largo de este segundo bloque temático, y a tenor de lo evidenciado a lo largo del primero, se ha incluido un último capítulo en el que se recogen unas consideraciones de carácter general que consideran a toda la tesis doctoral en su conjunto.

Consideraciones finales

*El Grado de Certeza es una magnitud relativa
que define la convicción del individuo en la
veracidad de tal o cual aserto.*

El G. de C. puede ser diferente en función de

$$G. de C. = (M-n)/Mxn$$

“M” es el número de fundamentos favorables, y

“n” es el número de fundamentos desfavorables

G. de C. = +1; no hay duda de la veracidad del juicio

G. de C. = -1; no hay duda de la falsedad del juicio

Ivetta Guerasimchuk
Diccionario de los vientos

A lo largo de esta tesis doctoral se ha documentado y estudiado la dinámica de las circulaciones atmosféricas que gobiernan la dispersión de las emisiones sulfurosas de la central térmica de Andorra (Teruel).

Hasta la fecha, pese a existir una abundante información del comportamiento dispersivo de las emisiones de esta central térmica, no se había llegado a establecer una metodología objetiva y sistemática de explotación de las diferentes campañas experimentales que se vienen realizando desde finales de 1994. Con esta tesis doctoral se ha pretendido dar respuesta a esta necesidad.

Para todo ello, se han llevado a cabo una serie de estudios que han abordado los siguientes aspectos:

- a) *Capítulos tres y cuatro*: La determinación, a partir de los registros experimentales disponibles y en función de la época del año, de los escenarios meteorológicos de transporte y difusión turbulenta de las emisiones sulfurosas de la chimenea de 343 metros de altura de la central térmica; incluyendo los de ámbito local, mesoescalar y regional.
- b) *Capítulo cinco*: La verificación objetiva, desde un punto de vista estadístico, de que las descripciones clásicas de la dispersión de fuentes puntuales no dan respuesta al comportamiento registrado sistemáticamente para una fuente puntual elevada en un entorno orográfico complejo. En este sentido se han presentado algunas de las inconsistencias y contradicciones a las que se está abocado caso de intentar aplicar los esquemas tradicionales de dispersión atmosférica de Pasquill, Briggs, etc.; cuantificado las diferencias entre las dispersiones previstas y las registradas experimentalmente.
- c) *Capítulos cinco, seis y siete*: El desarrollo de una metodología que permita la comparación entre las medidas experimentales disponibles y los resultados obtenidos a partir de un sistema de simulación numérica constituido por el acoplamiento de un modelo mesometeorológico (MM5) y de un modelo lagrangiano de dispersión de partículas (FLEXPART).
- d) *Capítulo siete*: La verificación de la aplicabilidad del nuevo procedimiento de procesado e interpretación de los datos obtenidos desde 1995 mediante una técnica de espectrometría de correlación (COSPEC). Para ello en esta memoria se han incluido los análisis efectuados de la difusión turbulenta horizontal, para dos de los escenarios dispersivos más recurrentes en el entorno (<40 kilómetros) de la central térmica.
- e) *Capítulo siete*: La caracterización, a partir de las campañas experimentales existentes y para dos escenarios meteorológicos típicos (de invierno y de verano), del patrón de impactos del penacho de la central térmica. En este sentido, el sistema de simulación numérica empleado se ha mostrado como una herramienta eficaz a la hora de interpretar y hacer extensivos a un entorno geográfico amplio (<80 kilómetros) las medidas puntuales de concentración en superficie.

A lo largo de los sucesivos capítulos de esta memoria se han ido agrupando en epígrafes independientes las conclusiones sobre las que se han ido sustentando los capítulos subsiguientes.

A modo de síntesis descriptiva, y sin ánimo de ser repetitivo, los resultados más relevantes que se han evidenciado a lo largo de esta memoria, agrupados según los aspectos enumerados anteriormente, son:

- a.1. Se ha cuantificado la intensidad y la frecuencia de ocurrencia de las circulaciones mesoescalares (asociadas a periodicidades direccionales de 24 horas). Éstas claramente predominan durante gran parte del año, aunque de manera más acusada durante la primavera y el verano.
- a.2. Se ha constatado una marcada bipolaridad de las rosas de viento de emplazamientos ubicados hasta 65 kilómetros de la costa; predominando los vientos del tercer y cuarto cuadrantes durante los meses invernales, y del primero y segundo cuadrantes durante los estivales.
- a.3. En el entorno próximo de la central térmica (a unos 90 kilómetros de la costa) se ha comprobado que durante los meses estivales los montes de la sierra de Gúdar (al Sur de la chimenea) son determinantes en el desarrollo de circulaciones de viento con periodicidad diurna. Durante el invierno, las circulaciones sinópticas, canalizadas según el eje del valle del Ebro (NW-SE) son las que con mayor frecuencia determinan el régimen de vientos en el desierto de Calanda.
- a.4. Desde un punto de vista estadístico, la dirección predominante de transporte del penacho en altura es hacia el segundo cuadrante durante los meses de invierno y de otoño (hacia el Sureste de la chimenea). Desde la primavera hasta comienzos del otoño, el transporte del penacho en altura está determinado por las circulaciones mesoescalares de origen térmico. En primavera comienza a ser significativo el transporte hacia el cuarto cuadrante, pasando a ser una distribución marcadamente bipolar durante la época estival (según el eje del valle del Ebro).
- a.5. En una escala de tiempos anual, el papel predominante que las circulaciones mesoescalares tienen en la dinámica de la atmósfera limitan, en esta zona, la aplicabilidad de una metodología basada en la clasificación sinóptica del comportamiento dinámico del penacho en altura como herramienta eficaz a la hora de predecir el patrón de sus impactos en superficie.

- b.1. Desde un punto de vista estadístico, y bajo condiciones invernales de advección del Noroeste (con clases de estabilidad, según la clasificación de Pasquill, D y E), se ha comprobado que los registros experimentales de la dispersión horizontal del penacho de la central térmica se ajustan mejor a la dispersiones previstas por Pasquill-Turner para la clase de estabilidad atmosférica C; y a las previstas por Briggs-Gifford para la clase A-B.

- c.1. El procedimiento de obtención de los coeficientes dispersivos del penacho de la central térmica a partir de los datos experimentales ha sido validado contrastando los resultados obtenidos con el modelo estadístico de Taylor; obteniéndose grados de confianza entre el 70% y el 80% para distancias de hasta 40 km de la chimenea.

- d.1. Bajo condiciones dispersivas típicamente estivales, se ha conseguido reproducir mediante simulaciones numéricas, el comportamiento dinámico del penacho, con bruscos giros a lo largo del día (asociados a la activación y evolución de las circulaciones mesoescalares). No obstante, se ha detectado un desfase temporal de hasta dos horas entre las medidas experimentales y los resultados simulados; atribuible a las limitaciones asociadas a la capacidad del modelo meteorológico MM5 para reproducir la evolución de las estructuras mesoescalares. En este sentido, algunos aspectos susceptibles de mejora pueden ser la descripción de los usos del suelo implementada en los modelos, la parametrización de los intercambios verticales suelo-atmósfera en la capa límite, y el empleo de técnicas de asimilación de datos.

- d.2. En verano, durante los periodos temporales comprendidos entre dos regímenes dispersivos diferentes, como los periodos inmediatamente anteriores (y posteriores) a la activación (relajación) de las circulaciones de origen térmico; se ha documentado una indefinición en la dirección preferente del transporte del penacho en altura. Durante estos intervalos, los parámetros clásicos de dispersión, como la σ_y , pierden su significado físico.

- d.3. Tanto en el escenario dispersivo estival como en el invernal; el ajuste efectuado entre las medidas experimentales de las distribuciones transversales del penacho en altura y las

simuladas con el modelo de dispersión, tiene una variabilidad explicada de entorno el 85%.

- e.1. En el escenario estival simulado, el modelo dispersivo ha reproducido el patrón de impactos (acumulados) en superficie registrado experimentalmente (en un entorno de, al menos, 70 kilómetros). En las simulaciones los impactos próximos a la central están asociados a horas diurnas. Por el contrario, los impactos simulados durante las horas nocturnas se producen a sotavento de las montañas y son debidos a un régimen de turbulencia mecánica amortiguada.
- e.2. En el escenario invernal estudiado, el patrón simulado de impactos en el suelo queda determinado por las direcciones preferentes de transporte del penacho en altura. Con el modelo dispersivo se han reproducido los impactos próximos a la chimenea (asociados a la actividad convectiva diurna), y los impactos a grandes distancias del foco emisor (hasta a 80 kilómetros) asociados a efectos orográficos (turbulencia mecánica).

A la vista de los resultados obtenidos con la investigación presentada en esta memoria de tesis doctoral, es posible profundizar en los siguientes aspectos (algunos de ellos ya en estudio):

1. Regionalización del sistema acoplado MM5+FLEXPART. Este sistema ha demostrado ser una herramienta capaz de describir dos de los escenarios más recurrentes (y diferentes entre sí en cuanto al campo de vientos y de turbulencia) en el interior de la Península Ibérica. No obstante, para comprobar si los resultados obtenidos son o no generalizables es necesario llevar a cabo un estudio detallado de varios escenarios dispersivos. Una serie de experimentos encaminados a optimizar, por ejemplo, la descripción de los usos del suelo y la parametrización de la capa límite, además de necesario, muy interesante para poder, a posteriori, abordar problemáticas ambientales de escala regional y sub-continental en la cuenca mediterránea.
2. Estudio de los mecanismos de interacción entre escalas. Ésta es una cuestión que puede ser abordada con este tipo de sistemas

de simulación numérica (modelo mesometeorológico y modelo lagrangiano de dispersión de partículas). Empleando las emisiones de chimeneas altas como trazadores de oportunidad y con una adecuada información meteorológica (tanto superficial como en la vertical), son posibles realizar estudios encaminados a cuantificar el efecto que las circulaciones mesoescalares tienen sobre las circulaciones a escalas mayores, y los procesos de retroalimentación que perturban a ambas.

3. Estudio de la relación entre los procesos mesometeorológicos de la cuenca mediterránea y el cambio climático global. Se trataría de profundizar en el conocimiento de los mecanismos naturales de inyección de la contaminación atmosférica en altura; y evaluar la interacción entre el transporte a larga distancia con las circulaciones mesoescalares de la cuenca mediterránea como paso previo al análisis del posible efecto que la contaminación atmosférica producida en el mediterráneo pueda tener sobre el cambio climático evidenciado durante los últimos años.
4. Desarrollo de un sistema rutinario de control secundario de las emisiones de un foco puntual elevado. Una vez mejorados los patrones de impacto en superficie del penacho; se trataría de armonizar las condiciones dispersivas de la atmósfera con actuaciones temporales sobre las condiciones de emisión. En este sentido, para el caso de la central térmica de Andorra, la base datos disponible (medidas experimentales desde finales de 1994), el conocimiento de la dinámica de la cuenca aérea y la herramienta de simulación presentada en esta memoria, permitiría realizar una clasificación de diferentes patrones de impactos en el suelo atendiendo a diferentes condiciones meteorológicas. En este sentido hay ya estudios previos, como la tesis doctoral de la Dr. Amaya Albizuri (ETS de ingenieros industriales y de ingenieros de telecomunicación de la Universidad del País Vasco); no obstante, la entrada en funcionamiento de un sistema de desulfuración que ha cambiado las condiciones de emisión de la central térmica, así como una mayor cobertura espacial de estaciones de medida en superficie, hacen recomendable evaluar, y si procede, rediseñar el sistema de control secundario a las actuales condiciones de funcionamiento de la central.
5. Optimización de un programa de vigilancia de las emisiones de un foco puntual elevado. En la línea de cómo se ha venido documentando la base datos de la que se ha extraído la

información experimental empleada en esta tesis, un sistema de modelización como el presentado puede ser utilizado como herramienta que ayude a tomar decisiones del tipo “dónde medir” y “qué medir”. La realización de campañas de carácter extensivo (con amplia cobertura temporal) es necesaria y sirve para caracterizar la cuenca aérea donde se están llevando a cabo las emisiones contaminantes. No obstante, el realizar puntualmente campañas de carácter intensivo es fundamental para la profundización y conocimiento físico de los procesos que están teniendo lugar, y para poder llegar a establecer una herramienta susceptible de establecer relaciones causales entre el foco emisor y el impacto potencial en una zona determinada.

ANEXOS

Estadísticos

Para la validación de las salidas numéricas de modelos, se emplean diferentes coeficientes estadísticos estandarizados que las comparan con medidas experimentales.

En este anexo se definen los estadísticos que se emplean a lo largo del segundo bloque temático de esta memoria de tesis doctoral. Hay multitud de textos estadísticos que incluyen estas definiciones; en la elaboración de este apéndice se han consultado fundamentalmente dos [Box, G.E.P. et al.; 1978], [Willmott, C.J.; 1981] y [García, G. et al.; 1999].

La nomenclatura empleada es la siguiente:

- O_i y P_i son respectivamente cada una de las magnitudes observadas y predichas por el modelo.
- \bar{O} y \bar{P} son respectivamente, para una magnitud cualquiera, la media observada y la media predicha por el modelo.
- s_o y s_p son las desviaciones estándar de la magnitud observada y de la predicha por el modelo.

- **b** y **a** son la pendiente y la ordenada en el origen de la regresión lineal entre las medidas observadas (variables independientes) y las predichas por el modelo (variables dependientes).

Se supone que **P** es dependiente de **O** y que esta dependencia es lineal. También se asume que las medidas carecen de error; y que éste está íntegramente contenido en **P**; es decir, que es generado por el modelo que estima la magnitud simulada.

Definiciones

Definición 1:

El error producido por un modelo se identifica con el error cuadrático medio (MSE) o con su raíz cuadrada, la **raíz del error cuadrático medio (RMSE)** que se define como

$$RMSE = \left[N^{-1} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2 \right]^{0.5} \quad A.1$$

la raíz del error cuadrático medio es fácil de interpretar puesto que tiene las mismas dimensiones (unidades) que **O** y que **P**.

Este estadístico cuantifica la magnitud del error entre las medidas experimentales y las magnitudes simuladas.

Definición 2:

El RMSE no aporta información sobre el origen (o tipo) de error; información que es interesante conocer para evaluar las posibilidades de mejora (optimización) del modelo.

En este sentido es particularmente conveniente cuantificar la parte sistemática y no sistemática (aleatoria) del RMSE. Además, también es conveniente conocer de la parte sistemática cuánto es achacable a errores sistemáticos aditivos y proporcionales (en el contexto de una relación lineal entre la magnitud observada y la simulada).

Asumiendo que se conocen los coeficientes **a** (ordenada en el origen) y **b** (pendiente), obtenidos de la regresión lineal entre **O** y **P**, a continuación se definen las componentes del RMSE introducidos anteriormente.

La componente aditiva al error sistemático (MSE_a) se define como

$$MSE_a = a^2 \quad A.2$$

este estadístico cuantifica la sobreestimación (o subestimación) promedio de los valores observados.

Definición 3:

El error sistemático proporcional (MSE_p) se define como

$$MSE_p = (b-1)^2 \left[N^{-1} \sum_{i=1}^n O_i^2 \right] \quad A.3$$

las componentes sistemáticas y no sistemáticas del error cuadrático medio (MSE) no son independientes; su interdependencia se determina con el **error cuadrático medio de interdependencia** (MSE_I); que se define como

$$MSE_I = 2a(b-1)\bar{O} \quad A.4$$

Definición 4:

El **error cuadrático medio sistemático** (total) se define como la suma de la componente sistemática, de la no sistemática y de la componente de interdependencia.

$$MSE_s = MSE_a + MSE_p + MSE_I \quad A.5$$

Definición 5:

A partir de los valores del error cuadrático medio y del error cuadrático medio sistemático, se define el **error cuadrático medio no sistemático**

$$MSE_u = MSE - MSE_s \quad A.6$$

Definición 6:

El índice de acuerdo [Willmott, C.J.; 1981] cuantifica el grado con el que la variación observada es estimada por la variación simulada.

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N [|P_i'| + |O_i'|]} \quad \text{A.7}$$

donde $P_i' = P_i - \bar{O}$ y $O_i' = O_i - \bar{O}$

El índice de acuerdo especifica el grado con el que las desviaciones observadas respecto de la media, \bar{O} , se corresponden en magnitud y en signo con las desviaciones predichas por el modelo respecto de la media observada (\bar{O}).

Este índice no es una medida de la correlación sino que es una medida de hasta que punto las magnitudes predichas por el modelo están libres de error.

Por otro lado, el índice de acuerdo es una medida "estandarizada" dado que es adimensional. Varía entre cero y uno. Un valor de uno indica un acuerdo perfecto entre las observaciones y las simulaciones; y cero implica un desacuerdo total.

El valor de este índice complementa la información derivada del cálculo de $RMSE$, $RMSE_s$ y $RMSE_u$.

Rosas de Estabilidades

Los datos empleados se obtuvieron a partir de los datos meteorológicos suministrados por el grupo ENDESA para los emplazamientos de Monagrega y de la torre meteorológica de 60 metros ubicada en la Central Térmica de Andorra (Teruel).

La base climática disponible abarca desde enero de 1997 hasta diciembre de 2001. A continuación se adjuntan las rosas de viento obtenidas, clasificadas según las clases de estabilidad de Pasquill, a partir de los datos meteorológicos disponibles (se representan las direcciones de procedencia del viento).

Las clases de estabilidad son índices que indican el grado de estabilidad de la atmósfera. La capacidad de dilución que presenta la atmósfera es una función creciente del grado de inestabilidad. La clase A se corresponde con una atmósfera muy inestable y la clase F con una muy estable. Como norma general, y según la clasificación de Pasquill, las condiciones de inestabilidad están asociadas a fuerte insolación y velocidad de viento superficial baja.

El esquema empleado comúnmente fue desarrollado por Pasquill (1961) y, posteriormente ligeramente modificado por Turner (1967). Sobre la base de los datos experimentales disponibles y de la teoría que sobre la dispersión se había desarrollado hasta el momento, Pasquill sugirió en una comunicación no publicada de 1958 un esquema práctico para la estimación de la difusión [Slade, D.H.; 1968].

La tabla B.1 contiene el criterio para las seis clases de estabilidad de Pasquill; las cuales están basadas en cinco clases de velocidad del viento en superficie, tres clases de insolación diurna y dos clases de cubrimiento nuboso nocturno. En general, las clases de estabilidad desde la A a la C representan condiciones inestables; la clase D representa condiciones neutras; y las clases E y F representan condiciones estables.

Tabla B.1
Relación entre las clases de estabilidad de Pasquill y algunos parámetros meteorológicos.

Viento superficial m/s	Insolación solar ¹			Nubosidad nocturna ²	
	fuerte	moderada	Ligera	> 4/8	< 3/8
< 2	A	A - B	B	-----	-----
2 - 3	A - B	B	C	E	F
3 - 5	B	B - C	C	D	E
5 - 6	C	C - D	D	D	D
> 6	C	D	D	D	D

No obstante, con el paso del tiempo multitud de esquemas de clasificación se han ido elaborando y chequeando. Según la "Meteorological Monitoring Guidance for Regulatory Modeling Applications" (EPA-45/R-99-005, febrero 2000), los diferentes esquema recomendables de clasificación de estabilidades son (por orden de preferencia e indicando las variables que se emplean):

- Método de Turner:
 - Altitud solar
 - Cobertura nubosa
 - Altura de la capa de mezcla
 - Viento en superficie

¹ La clasificación de la radiación solar incidente se realiza según el criterio [Beychok, M.R.; 1994]:

- Fuerte > 143 cal/m²/s
- Moderada = 72 - 143 cal/m²/s
- Ligera < 72 cal/m²/s

² El grado de nubosidad se define como la fracción del cielo, sobre el horizonte local aparente, que está cubierta por nubes.

- SRDT: Radiación solar/Delta-T
 - Viento en superficie
 - Radiación solar total
 - Noche: gradiente vertical de temperatura

- Método σ_E
 - Desviación estándar del ángulo de elevación del viento.
 - Velocidad del viento a 10 m.

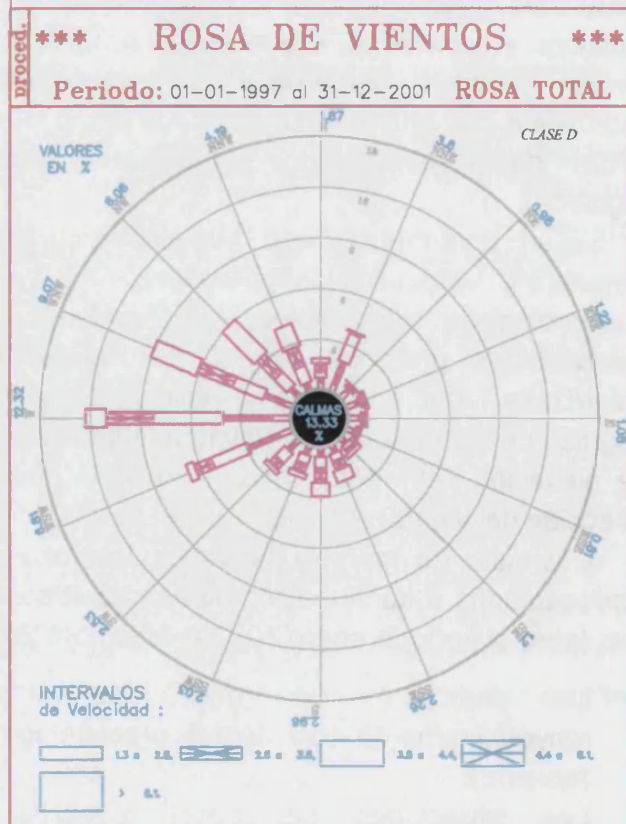
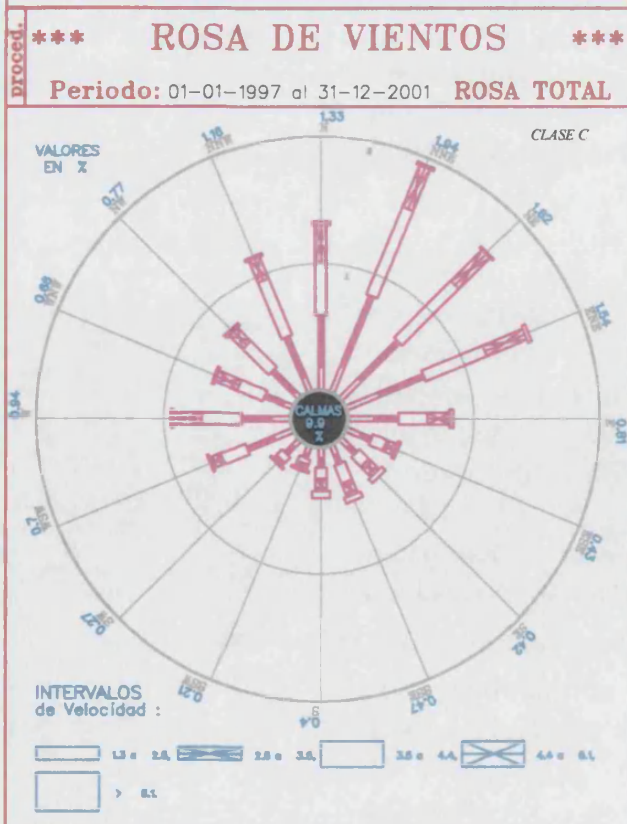
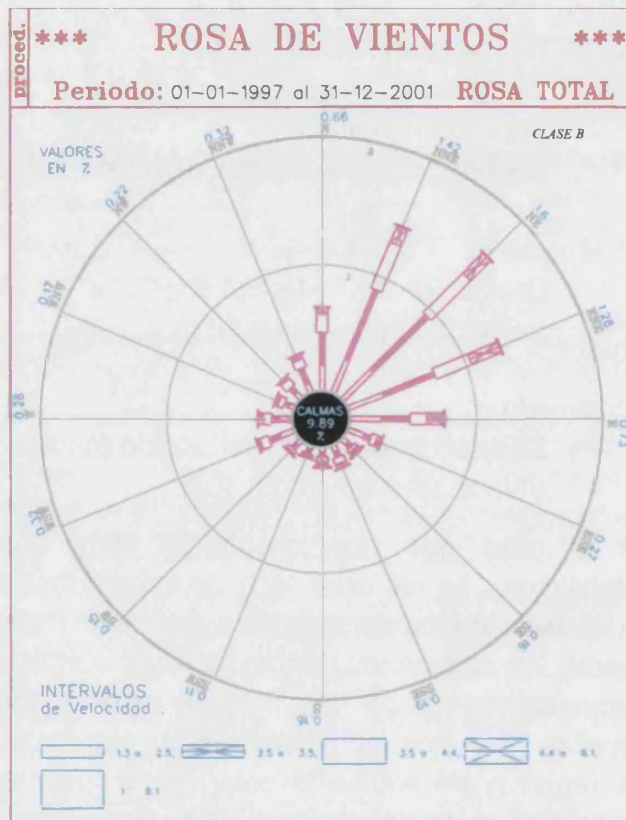
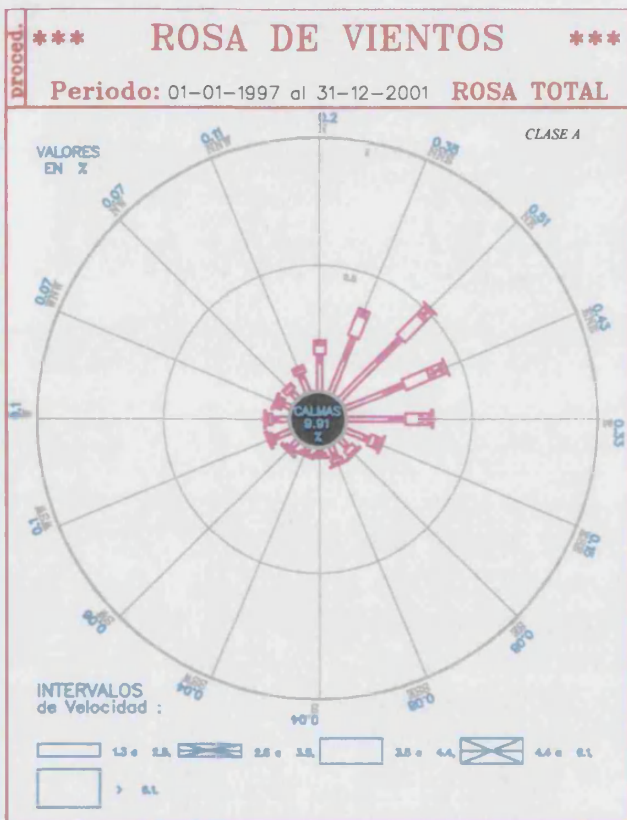
- Método σ_A
 - Desviación estándar del ángulo azimutal del viento.
 - Velocidad del viento a 10 m.

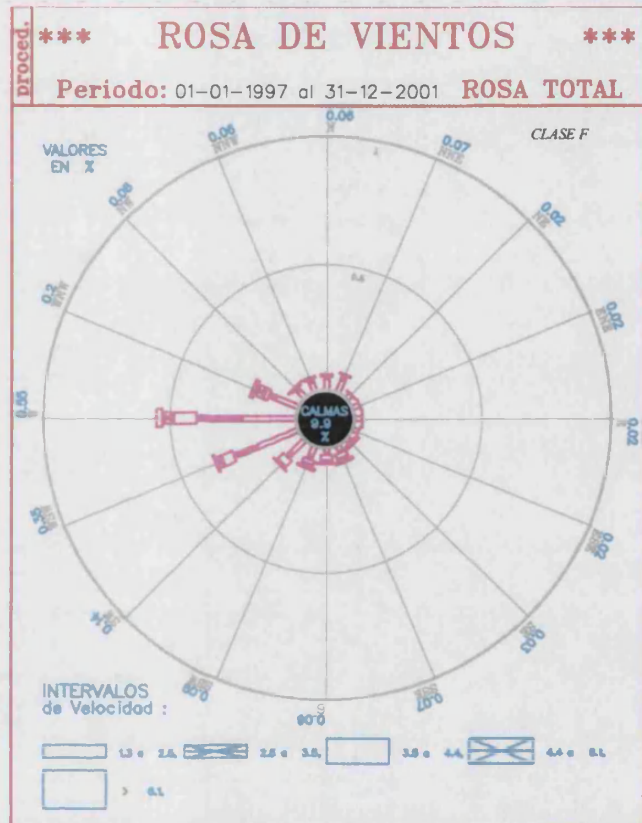
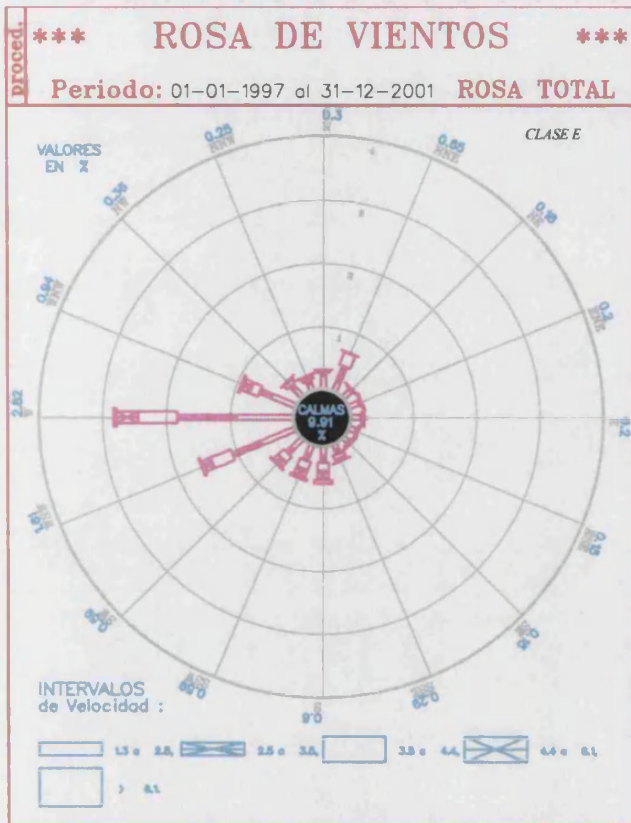
En el caso que nos ocupa, la elaboración de la matriz de estabildades se realizó a partir de los registros de la radiación solar y de las velocidades semihorarias promedio. Para reducir al máximo los huecos en las series temporales, se emplearon las desviaciones típicas azimutales del viento medio para los registros nocturnos y en aquellos intervalos temporales en los que no existía disponibilidad de los registros de radiación solar. El acoplamiento de las clases de estabilidad obtenidas por uno y otro método de cálculo (a partir de la radiación y a partir de la desviación azimutal) se realizó tras ajustar ambos métodos mediante el test chi-cuadrado. La significación estadística del ajuste empleado fue de p-valor $\leq 2.2 \text{ e-}16$, para 37621 datos semihorarios simultáneos (de un total de 84370 registros).

Según la ya mencionado "Meteorological Monitoring Guidance for Regulatory Modeling Applications", y dados los registros meteorológicos disponibles, el esquema de clasificación de estabildades preferible es el de Pasquill, o el de Radiación solar/Delta-T (basado en la radiación solar y la velocidad del viento), seguido de los métodos σ_E (usando la desviación estándar del ángulo de elevación del viento) y σ_A (usando la desviación estándar de la dirección del viento).

A la vista de los resultados de las rosas de viento que están representadas a continuación, las características más sobresalientes son (para el período enero 1997 a diciembre 2001):

- Las situaciones de mayor inestabilidad se corresponden mayoritariamente con vientos procedentes del primer cuadrante (noreste).
- Las situaciones de mayor estabilidad se corresponden mayoritariamente con vientos procedentes del tercer y cuarto cuadrantes (oeste).





Modelo bidimensional

Los registros meteorológicos disponibles, además de emplearlos para estimar las condiciones de estabilidad atmosférica a partir de los datos de la velocidad del viento y de la radiación neta [Beychok, M.R.; 1994], se han utilizado para hacer un estudio del campo de vientos de la zona.

Para ello se ha empleado un modelo bidimensional propuesto por Allwine y Whiteman (1994). En este modelo, partiendo de medidas de la dirección y velocidad del viento en superficie (en este caso a 10m sobre el suelo), se definen tres parámetros y un coeficiente con el objetivo de caracterizar las condiciones de estancamiento, recirculación y ventilación de uno o varios emplazamientos.

Este modelo es demasiado simple como para ofrecer una imagen detallada del campo de vientos; no obstante, al realizar balances máxicos (o de recorridos netos del viento) de emplazamientos relativamente próximos entre sí y apoyándose en estudios previos, de ámbito más general (escalas regionales), es posible obtener una imagen cualitativa de las diferencias sustanciales que experimenta el régimen de vientos en la zona de estudio, entre diferentes estaciones

del año y, para este estudio en particular, para evidenciar la predominancia, según emplazamientos, de unas determinadas condiciones de transporte (en cuanto a intensidad y dirección).

Los parámetros y el coeficiente que se van a emplear en el análisis de las diferencias estacionales del comportamiento del campo de vientos superficial en el área de estudio, y que están relacionados con la velocidad y dirección del viento se definen así [Allwine, K.J. y Whiteman, C.D.; 1994]:



Gráfico C.1

Definición del recorrido del viento, S, del vector resultante de los vectores velocidad registrados durante un periodo T (transporte neto, L) y del ángulo del vector transporte neto

Recorrido del viento:

$$S = T \sum |\vec{v}_i|$$

Distancia de transporte:

$$L = T \sqrt{X^2 + Y^2}$$

Ángulo de transporte:

$$Z = \arccos\left(\frac{X}{L}\right) \quad \text{si } Y \geq 0$$

$$Z = 360 - \arccos\left(\frac{X}{L}\right) \quad \text{si } Y \leq 0$$

Factor de recirculación: $(0 \leq R \leq 1)$

$$R = 1 - \frac{L}{S}$$

Donde:

- X, Y; son las componentes del vector velocidad horizontal (V) según la dirección Norte y Este, respectivamente.
- T; es el periodo de tiempo durante el que se promedia para obtener cada valor V_i .
- Z; es el ángulo hacia donde se ha producido un transporte neto de la masa de aire.
- L; es el desplazamiento neto o distancia que el aire ha recorrido.
- S; es la distancia recorrida (suma de los módulos de los vectores velocidad V_i , registrados cada intervalo T).
- R; es un factor que indica de la presencia de recirculaciones locales sobre la escala de tiempos en la que se promedie (en este estudio, 24 h.), R=1 significa una recirculación total; el factor S determina el grado de estancamiento (S=0, estancamiento total y, por tanto, R=0). La ventilación viene determinada por valores elevados de L y S, y valores bajos de R.

Para el periodo 1997 – 01 se han calculado los parámetros definidos (figura C.2 y C.3; tablas C.1 y C.2). Los resultados son comparables (prácticamente idénticos) con los presentados en el capítulo tres para el periodo 1997 – 99.

Gráfico C.2

Representaciones gráficas del desplazamiento neto (L) como función del ángulo de transporte neto (Z). Se observa claramente las distribuciones bimodales según el eje del valle del Ebro. Las líneas discontinuas indican los sectores en los que se dividen las direcciones para el cálculo de las frecuencias de transporte de la tabla C.1

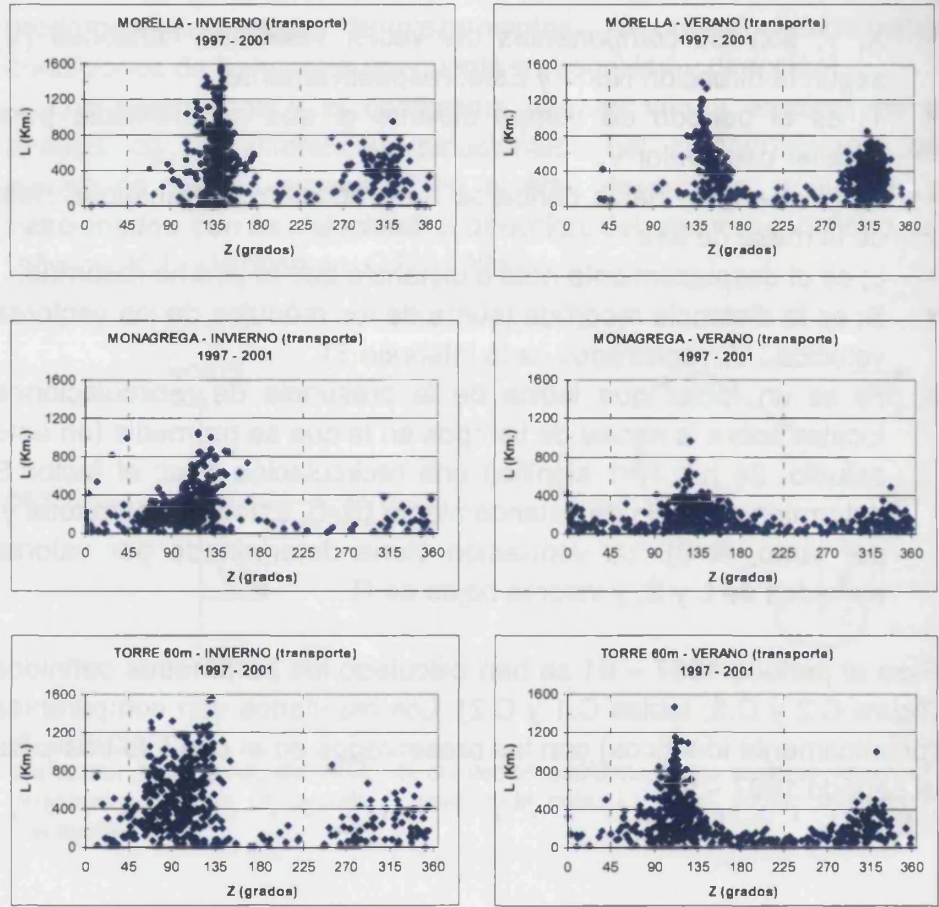











Tabla C.1

Frecuencia de los rumbos de transporte neto (L), agrupados por los sectores indicados en líneas discontinuas en ea gráfico C.2, para las estaciones promedio de invierno y de verano, y para el promedio anual.

	RUMBOS DE TRANSPORTE (%)								
	MORELLA (altura)			MONAGREGA			TORRE 60 metros		
									
PROMEDIO 1997 - 01	NW	SW	COB.	NW	SE	COB.	NW	SW	COB.
INVIERNO	24.0	76.0	98.7	13.7	86.3	87.6	21.0	79.0	92.9
VERANO	62.7	37.3	93.9	34.7	65.3	98.9	31.7	68.3	98.0
ANUAL	40.8	59.2	95.6	25.2	74.8	94.6	29.6	70.4	94.6

PROMEDIO 1997-01	MORELLA (altura)			MONAGREGA			TORRE 60 metros		
	S (Km)	L (Km)	R	S (Km)	L (Km)	R	S (Km)	L (Km)	R
INVIERNO	587.96	536.77	0.14	310.87	259.59	0.25	544.40	462.38	0.24
VERANO	459.17	358.79	0.26	304.45	158.98	0.51	442.85	276.64	0.46
ANUAL	530.69	451.38	0.21	308.07	212.16	0.37	499.46	378.50	0.36

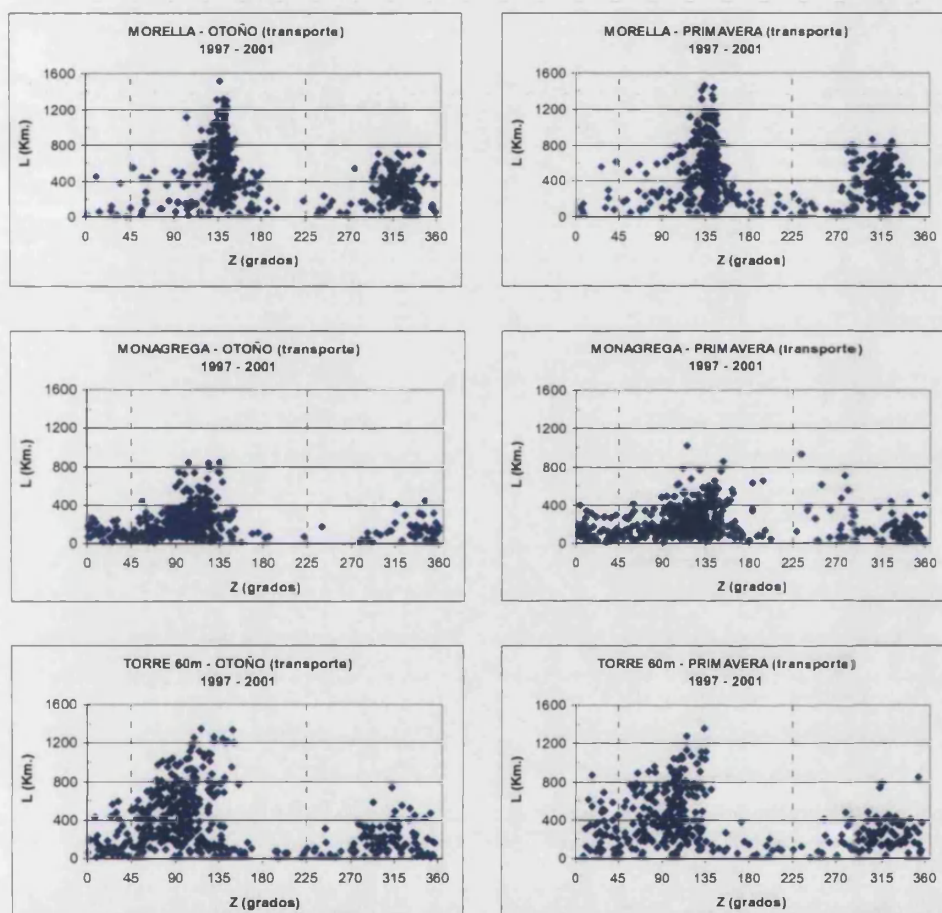


Figura C.3
Idem al gráfico C.2, pero para las estaciones de Otoño y primavera.

	RUMBOS DE TRANSPORTE (%)								
	MORELLA (altura)			MONAGREGA			TORRE 60 metros		
PROMEDIO									
1997 - 01	NW	SW	COB.	NW	SE	COB.	NW	SW	COB.
OTOÑO	36.17	63.83	93.0	22.8	77.2	93.6	30.2	69.8	99.8
PRIMAVERA	40.32	59.68	97.6	27.9	72.1	98.3	36.2	63.8	77.4

	MORELLA (altura)			MONAGREGA			TORRE 60 metros		
	S (Km)	L (Km)	R	S (Km)	L (Km)	R	S (Km)	L (Km)	R
PROMEDIO									
1997-01									
OTOÑO	528.26	456.12	0.20	295.92	210.85	0.35	492.14	389.27	0.36
PRIMAVERA	545.07	451.10	0.24	320.72	225.49	0.35	527.59	395.08	0.37

Tabla C.2
Idem a la tabla C.1, pero para las estaciones de otoño y primavera.

Estadística de la turbulencia

La turbulencia es una característica intrínseca de la capa límite atmosférica que debe ser cuantificada, dada su naturaleza aleatoria, en términos estadísticos. En este anexo se pretende únicamente apuntar los conceptos más relevantes que se emplean a lo largo de la memoria (fundamentalmente a lo largo de los capítulos 5 y 6).

Existe un procedimiento sencillo de aislar las variaciones “de gran escala” de las de origen turbulento (microescala). Este procedimiento es conocido como la descomposición de Reynolds. Mediante el promediado temporal de la magnitud física a considerar (por ejemplo la velocidad del viento), se eliminan (cancelan) las desviaciones positivas y negativas de sus componentes turbulentas (dado su carácter aleatorio). De esta manera

$$u = U_{inst} - \bar{U} \quad \text{D.1}$$

donde,

- U_{inst} es el valor instantáneo de la magnitud considerada (por ejemplo el viento instantáneo en la dirección x).

- \bar{U} es el valor medio de la magnitud considerada (por ejemplo el valor quinceminutal de la componente x del viento)*.
- u es la componente turbulenta de la magnitud considerada.

Propiedades

En las definiciones presentadas en este anexo, se emplearán las siguientes propiedades de los promedios de parámetros turbulentos (promedios de Reynolds, [Stull, R.B.; 1989]):

Propiedad 1: El valor medio de la componente turbulenta de cualquier magnitud es cero.

$$\bar{u} = 0 \quad \text{D.2}$$

ya que, partiendo del valor medio de la magnitud instantánea y aplicando la definición D.1,

$$\overline{U_{inst}} = \overline{U + u} = \bar{U} + \bar{u} = \bar{U} + \bar{u} \Rightarrow \bar{u} = 0 \quad \text{D.3}$$

donde se ha empleado la propiedad (trivial) de que el valor medio del valor medio de una magnitud es igual al valor medio de dicha magnitud.

Propiedad 2: El valor medio de la suma es la suma de valores medios.

$$\overline{U + V} = \bar{U} + \bar{V} \quad \text{D.4}$$

ya que

$$\overline{U + V} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (U_i + V_i) = \frac{1}{N} \left(\sum_{i=0}^{N-1} U_i + \sum_{i=0}^{N-1} V_i \right) = \bar{U} + \bar{V} \quad \text{D.5}$$

Propiedad 3: El valor medio del producto es el producto del valor medio.

$$\overline{U \cdot V} = \bar{U} \cdot \bar{V} \quad \text{D.6}$$

* Al no trabajar habitualmente (salvo en micrometeorología) con magnitudes instantáneas sino medias; en el capítulo 5, por comodidad, se ha eliminado la barra superior al referirse a magnitudes promedio. Así, en ese capítulo, el viento medio en la dirección de las x está representado por U (en lugar de \bar{U} , tal y como se hace a lo largo de este anexo).

ya que

$$\overline{U \cdot V} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (\overline{U} \cdot V_i) = \frac{\overline{U}}{N} \left(\sum_{i=0}^{N-1} V_i \right) = \overline{U} \cdot \overline{V} \quad \text{D.7}$$

Definiciones

Definición 1:

La medida más habitual de la dispersión de una magnitud respecto de su valor medio es la **varianza**, σ^2 , que se define como

$$\sigma_U^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (U_i - \overline{U})^2 \quad \text{D.8}$$

Cuando N es muy grande, como ocurre con frecuencia con las medidas de turbulencia, $1/N \approx 1/(N-1)$; por lo que las desviaciones entre emplear uno u otro factor son despreciables.

A partir de D.1; la definición D.8 se puede reescribir como

$$\sigma_U^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (u_i)^2 = \overline{u^2} \quad \text{D.9}$$

es decir que la varianza de cualquier magnitud turbulenta es igual al promedio de los cuadrados de la turbulencia de esa magnitud. Por definición la **desviación estándar** (o típica) es

$$\sigma_U = (\overline{u^2})^{1/2} \quad \text{D.10}$$

que se corresponde con los coeficientes de dispersión de las formulismos gaussianos (eulerianos) de descripción de la dispersión atmosférica. A la vista de D.10 se aprecia que la desviación estándar de una magnitud tiene las mismas dimensiones que las de la magnitud instantánea.

Definición 2:

En las capas atmosféricas más próximas al suelo, la intensidad de la turbulencia de una magnitud es de esperar que sea directamente proporcional al valor de la magnitud. Por esta razón se define la magnitud adimensional denominada **intensidad turbulenta** como

$$I = \frac{\sigma_U}{\overline{U}} \quad \text{D.11}$$

Definición 3:

La **covarianza** entre dos magnitudes se define como

$$\text{cov}(U, V) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (U_i - \bar{U}) \cdot (V_i - \bar{V}) \quad \text{D.12}$$

esta expresión se puede simplificar desarrollando el sumatorio

$$\frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (U_i - \bar{U}) \cdot (V_i - \bar{V}) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} U_i \cdot V_i - \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} U_i \cdot \bar{V} - \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} \bar{U} \cdot V_i + \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} \bar{U} \cdot \bar{V} \quad \text{D.13}$$

Cada uno de los términos de la derecha de la ecuación anterior se pueden expresar como (empleando las propiedades D.2, D.4 y D.6)

$$\frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} U_i \cdot V_i = \overline{U \cdot V} = \overline{(\bar{U} + u) \cdot (\bar{V} + v)} = \overline{\bar{U} \cdot \bar{V} + u \cdot \bar{V} + \bar{U} \cdot v + u \cdot v} = \overline{\bar{U} \cdot \bar{V}} + \overline{u \cdot v} \quad \text{D.14}$$

$$\frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} U_i \cdot \bar{V} = \overline{U \cdot \bar{V}} = \bar{U} \cdot \bar{V} \quad \text{D.15}$$

$$\frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} \bar{U} \cdot V_i = \overline{\bar{U} \cdot V} = \bar{U} \cdot \bar{V} \quad \text{D.16}$$

$$\frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} \bar{U} \cdot \bar{V} = \overline{\bar{U} \cdot \bar{V}} = \bar{U} \cdot \bar{V} = \bar{U} \cdot \bar{V} \quad \text{D.17}$$

De esta manera, la covarianza (D.12) se puede expresar como

$$\text{cov}(U, V) = \overline{u \cdot v} \quad \text{D.18}$$

Es decir, la covarianza indica el grado de relación entre dos variables.

Definición 4:

En ocasiones es de interés normalizar la covarianza; esta normalización recibe el nombre de **coeficiente de correlación lineal**, y se define como

$$r_{UV} = \frac{\text{cov}(U, V)}{\sigma_U \cdot \sigma_V} \quad \text{D.19}$$

por definición, este parámetro varía entre -1 y 1 . Dos variables están perfectamente correlacionadas cuando $r = 1$. Dos variables sin una

correlación neta tienen un $r = 0$. Dos variables están anticorrelacionadas perfectamente (varían de manera opuesta) cuando $r = -1$.

Definición 5:

Cabe la posibilidad de que el interés se centre en cuantificar el grado de acoplamiento (o de semejanza en la variación) de una variable medida en el instante t con la misma variable medida en el instante $t+\tau$; donde τ es un desfase temporal. Este tipo de correlación, de una variable consigo misma, se denomina **autocorrelación**. La definición exacta de la autocorrelación es:

$$R_{UU}(\tau) = \frac{\sum_{k=0}^{N-\tau-1} [(U_k - \bar{U}_k) \cdot (U_{k+\tau} - \bar{U}_{k+\tau})]}{\left[\sum_{K=0}^{N-\tau-1} (U_k - \bar{U}_k)^2 \right]^{1/2} \cdot \left[\sum_{K=0}^{N-\tau-1} (U_{k+\tau} - \bar{U}_{k+\tau})^2 \right]^{1/2}} \quad \text{D.20}$$

donde se han separado los valores promedio en dos porciones, que están relacionadas con el desfase temporal considerado. Si se asume que el campo turbulento es suficientemente estacionario en el tiempo, u homogéneo en el espacio, como para que los valores medios sobre cada porción de las dos series sea igual al valor medio de la serie completa, y como para que las desviaciones estándar de cada porción sean iguales a la desviación estándar de la serie completa; entonces la ecuación de autocorrelación se simplifica y adquiere la expresión:

$$R_{UU}(\tau) = \frac{\overline{u_k \cdot u_{k+\tau}}}{\sigma_U^2} \quad \text{D.21}$$

Como se ha comentado, esta expresión sólo es estrictamente válida cuando $\bar{U} \neq \bar{U}(\tau)$ y $\sigma_U^2 \neq \sigma_U^2(\tau)$. Siendo esta aproximación tanto más cierta cuanto menor es el desfase temporal τ considerado y mayor sea N .

Aproximación pseudo-lagrangiana

Este anexo, lejos de pretender plasmar detalladamente las hipótesis y justificaciones físicas sobre las que se sustenta la teoría, resume las definiciones más relevantes y las restricciones geométricas a las que hace referencia el texto, para calcular del coeficiente de dispersión horizontal mediante la técnica de promediado pseudo-lagrangiano. Esta metodología, desarrollada por Millán (1976), se adaptó al área objeto de este estudio durante mi trabajo de investigación conducente al Diploma de Estudios Avanzados (D.E.A.) [Palau; J.L.; 2001].

Para obtener la información de los coeficientes dispersivos que implícitamente se encuentran en los datos obtenidos experimentalmente en las diferentes campañas de medidas (descritas en el capítulo primero), se han de procesar las distribuciones de concentración del penacho en altura (obtenidas con un instrumento de teledetección) realizando diferentes promedios eulerianos y pseudo-lagrangianos.

Dado un conjunto de distribuciones de concentración de un contaminante, obtenidas consecutivamente sobre un mismo tramo de carretera, el objetivo es determinar el coeficiente de dispersión horizontal (σ_y) que les corresponde.

En general, ninguna medida meteorológica instantánea es en si misma representativa del valor medio de la magnitud correspondiente. Del mismo modo, un solo perfil experimental de la

distribución de concentración de un penacho en altura no es representativo del penacho promedio. No obstante, si se obtienen, a una distancia fija del foco emisor, varios perfiles consecutivos de la distribución de concentración del penacho en altura y se promedian, el resultado puede llegar a ser representativo del penacho promedio. El que lleguen a ser, o no, representativos del penacho promedio dependerá del número de perfiles a promediar y de las condiciones dispersivas (turbulentas) en las que se realizaron las medidas [Millán M.; 1976].

Varios perfiles consecutivos obtenidos sobre un mismo tramo de carreteras, pueden ser promedios de dos maneras, obteniéndose dos tipos de perfiles promedio con características físicas sustancialmente diferentes:

- Un perfil promedio del penacho instantáneo, obtenido a partir de un promedio temporal (promedio pseudo-lagrangiano).
- Un perfil promedio del penacho instantáneo, obtenido a partir de promediar en el tiempo y en el espacio según la dirección perpendicular a la del viento medio, o dirección media de transporte, (promedio euleriano) [Millán, M.; 1978].

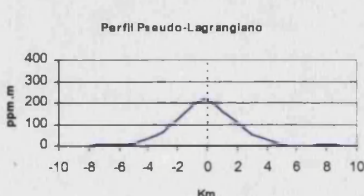
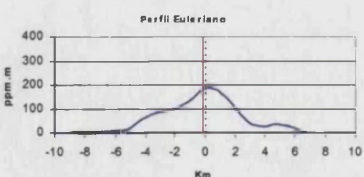
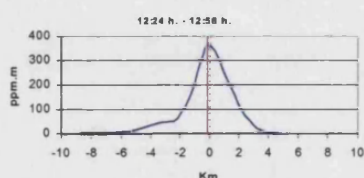
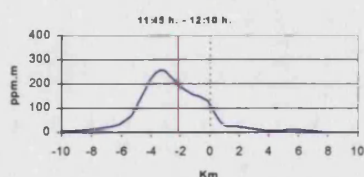
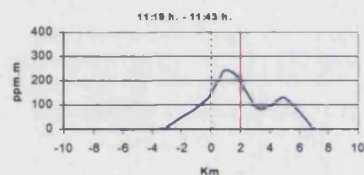
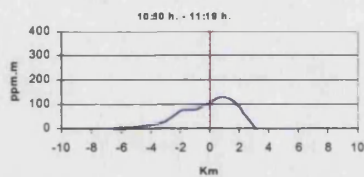
El promedio euleriano se corresponde con el penacho promedio que observarían las estaciones de control, fijas en el suelo (en reposo relativo).

El penacho pseudo-lagrangiano representa al que un observador vería si pudiera moverse con su centro de gravedad, cuando éste oscila alrededor de su dirección media de transporte (meandro). Este perfil promediado en el tiempo, muestra la difusión relativa del penacho y mantiene sus características: bifurcación, efecto de la cizalladura direccional del viento (sesgo de la distribución), efecto de la cizalladura de la velocidad del viento (curtosis), etc. [Millán, M.; 1978]

Bajo situaciones muy estables, con bajo meandro, los dos tipos de promedio pueden converger.

Estas distribuciones promedio tienen las siguientes características generales:

- Promedio euleriano: Este promedio, georreferenciado o "anclado" a unas coordenadas terrestres, nos pondrá de manifiesto las posibles oscilaciones del centro de gravedad del penacho a lo largo del periodo de promediado.
- Promedio pseudo-lagrangiano: Esta distribución es una imagen de la distribución real del penacho instantáneo, sus coordenadas son relativas a su centro de gravedad. En este tipo de promedio no quedan incluidos los efectos de meandro.



En general, la desviación típica de la distribución euleriana será mayor que la lagrangiana debido a que la primera tendrá incluidos los efectos de meandro; sin embargo, los valores máximos de concentración de la distribución pseudo-lagrangiana serán mayores que en la otra distribución, ya que se han hecho coincidir los centros de gravedad de las distribuciones a promediar.

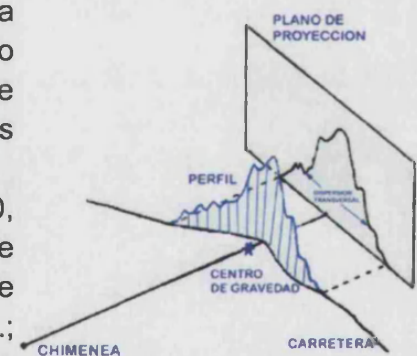
Restricciones geométricas

Durante el proceso de promediado hay que tener presentes una serie de requisitos, de naturaleza geométrica, que garanticen la significación de los perfiles promediados; es decir, es necesario establecer mecanismos de control que aseguren la correspondencia entre los perfiles proyectados sobre el plano de proyección o efectivo (perpendicular a la dirección promedio de transporte) y los que se hubieran obtenido en el caso de que se hubiesen efectuado las medidas directamente sobre dicho plano.

A partir de numerosos registros, efectuados durante los años 70, del penacho emitido por una chimenea de 380 m de altura*, se establecieron los criterios geométricos exigibles para asegurar que los perfiles proyectados condujeran a resultados realistas [Millán, M.; 1976] [Millán, M.; 1978]. El estudio se llevó a cabo para cuatro tipos diferentes de estabilidad (de muy inestable a estable) y para diferentes geometrías de carretera; estableciendo criterios de restricción geométrica generales.

Éstos concluían estableciendo como restrictivos a dos ángulos: al máximo subtendido entre las dos direcciones más dispares dentro del transecto de carretera empleado; es decir, entre tramos de carretera (γ), y al mínimo determinado por el eje del penacho y el transecto de carretera (β); (gráfico E-1).

De esta manera, se establecen restricciones respecto a la geometría propia de la carretera (exigiendo transectos no muy quebrados o sin tramos prolongados comprendidos entre curvas cerradas dentro de un mismo transecto) y también se limita el ángulo con el que se realiza el corte del penacho (limitándose a aquellos casos en los que éste tendiera a ser perpendicular a la dirección de transporte**). El valor restrictivo que deben tomar estos ángulos,



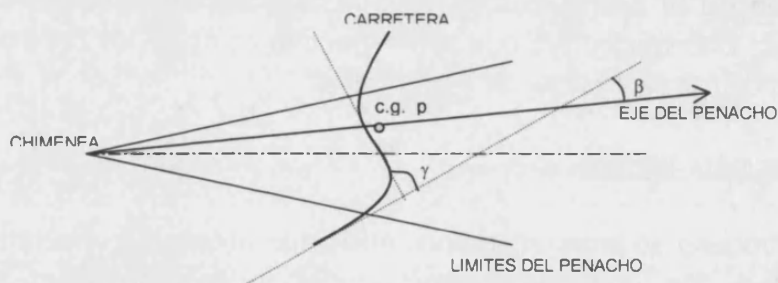
* Chimenea de la International Nickel Company (INCO), ubicada en Sudbury (Ontario; Canada).

** Observar que, llevado al límite, no tendría sentido proyectar sobre el plano efectivo un perfil obtenido a lo largo de una carretera que transcurriera paralela a la dirección de transporte del penacho.

depende de las condiciones de dispersión (estabilidad atmosférica) siendo más conservadores cuanto mayor es la inestabilidad; es decir, mayor la dispersión, la cizalladura y el meandro.

Gráfico E-1

Límites geométricos generales, según las clases de estabilidad atmosférica, exigibles a la hora de realizar proyecciones "realistas" sobre el plano efectivo



Clase de Estabilidad Atmosférica	Ángulo Mínimo β	Ángulo Máximo γ
ESTABLE	10°	120°
NEUTRA	20°	100°
INESTABLE	30°	70°
MUY INESTABLE	40°	50°

En la tabla se resumen los resultados obtenidos, a este respecto, por Millán (1976).

Particularizando los resultados para el área objeto de este estudio y dada la configuración de las carreteras empleadas en la parte experimental de este trabajo, estas restricciones pudieron ser particularizadas y, con ello, simplificada su aplicación práctica.

A partir de los criterios anteriormente expuestos, se diseñaron y aplicaron los siguientes [Palau, J.L.; 2001]:

➤ Respecto al eje del penacho:

Los penachos registrados raramente son simétricos respecto a ningún eje o punto (tanto si son considerados como penachos instantáneos, como si son producto de algún tipo de promedio). En este sentido, el eje del penacho se puede considerar como la línea central de la distribución; sin embargo, esta definición parece que supedita al método de medida o al tratamiento teórico de la difusión del penacho, la propia determinación de este eje central. En la literatura, existen diversas estrategias para determinar el eje del penacho. Algunos han empleado el máximo de la concentración registrada como el lugar que define el eje del penacho [Slade, D.H.; 1968]; sin embargo, otros tantos han optado

por considerar el centro de gravedad de la distribución medida [Csanady, G.T.; 1973].

En este trabajo se calcularon los dos ejes del penacho de la distribución promediada sobre la carretera (uno a partir del máximo y otro empleando el centro de gravedad). Únicamente se consideraron aquellos promedios en los que el ángulo formado por estos dos ejes no sobrepasara los 10° . De esta manera, se desestimaron todos aquellos perfiles de los que se obtenían penachos promedios en los que existía cierta ambigüedad en la definición de su eje.

Para aquellos penachos que reunían este requisito (distancia angular máxima de 10° entre el máximo de la distribución promedio y de su centro de gravedad), se optó por elegir, a la hora de definir el plano efectivo, el eje determinado por el centro de gravedad.

➤ Respecto a la geometría de las carreteras empleadas:

Dada la distribución de la red de carreteras empleada y el tipo de escenario dispersivo elegido para este estudio (advección invernal del Noroeste*), se seleccionaron cuatro transectos sobre los que es posible registrar los perfiles del penacho con la unidad móvil. Cada uno de estos transectos define una recta razonablemente bien, por lo que los efectos que pudieran producir ángulos elevados de γ se despreciaron.

Esta hipótesis es razonable puesto que los tramos comprendidos entre curvas que subtienden un ángulo γ mayor de 100° , y que se pueden encontrar en alguno de estos cuatro transectos, son siempre inferiores a 1 km de longitud (característico, como es el caso, de carreteras de montaña que discurren por topografías muy complejas y que se caracterizan por curvas cerradas pero muy próximas entre sí) y, conviene recordar, la resolución espacial con la que se almacenan los datos obtenidos con la unidad móvil es de 1 km.

Por otro lado, al asemejarse los cuatro transectos seleccionados a rectas, la estimación del ángulo β también se simplifica, al ser éste el determinado por la recta ajustada a las coordenadas del transecto (carretera) y el eje del penacho promediado sobre la carretera.

Dado que el estudio se desarrolla para escenarios dispersivos bajo estabilidad neutra o estable, se han restringido las proyecciones a



* Asociados a clases de estabilidad, según Pasquill, E y D (de ligeramente estables a neutras).

334 Aproximación pseudo-lagrangiana

aquellas que cumplían la condición de que el ángulo β fuese mayor o igual a 20° .

Cadena de Markov

Supongamos que podemos describir la evolución temporal de un sistema por medio de un proceso estocástico que tenga la siguiente propiedad:

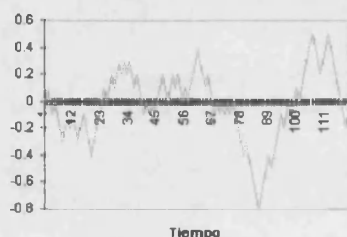
Conocido el estado del sistema en el presente, el agregar información sobre los estados del sistema en el pasado no causa efecto en el conocimiento de las probabilidades de la evolución del sistema en el futuro.

De los sistemas que poseen esta propiedad se dice que son Sistemas Markovianos y a la propiedad, se le llama propiedad de Markov.

Los modelos lagrangianos de dispersión de partículas (LPD) son, hoy en día, una herramienta fundamental para el estudio de la dispersión de contaminantes atmosféricos (por ejemplo, Zannetti, 1992).

Hay dos grandes grupos de modelos LPD; los que realizan los cálculos de las trayectorias individuales de las partículas mediante el denominado esquema de "paseo aleatorio" (random walk model, ecuación 9); y los que realizan dichos cálculos basándose en la hipótesis de que la dispersión atmosférica puede ser modelizada mediante un proceso de Markov (propuesto por primera vez por Obukhov (1959) y Smith (1968)).

TRAYECTORIA DE UN PROCESO
UNIDIMENSIONAL DE WIENER



El primer esquema se corresponde con el siguiente proceso dispersivo: Una partícula ubicada inicialmente en un punto A y que en cada instante de tiempo recorre una distancia fija D, pero en una dirección completamente aleatoria.

Si en el "paseo" aleatorio el intervalo temporal entre dos cambios de dirección tiende a cero, la distancia recorrida también tenderá a cero. El proceso límite resultante recibe el nombre de proceso de Wiener¹. Este tipo de procesos, por definición, son gaussianos.

En general, el estudio de procesos de Markov, tal y como se enunciaba en un principio, implica la resolución de ecuaciones diferenciales estocásticas del tipo:

$$dX(t) = \mu[t, X(t)]dt + \sigma[t, X(t)]dW \quad (F.1)$$

donde $X(t)$ es el proceso bajo estudio, μ y σ son funciones deterministas de t y $X(t)$, y dW es el diferencial de un proceso de Wiener.

La dispersión atmosférica en los LPD se realiza calculando las trayectorias individuales de un gran número de partículas, según las ecuaciones dinámicas

$$\begin{aligned} X(t + \Delta t) &= X(t) + (u + u')\Delta t \\ Y(t + \Delta t) &= Y(t) + (v + v')\Delta t \\ Z(t + \Delta t) &= Z(t) + (w + w' + w_p)\Delta t \end{aligned} \quad (F.2)$$

donde las componentes turbulentas de la velocidad se obtienen mediante un proceso de Markov (dado el valor actual, el valor en el pasado no causa efecto en la probabilidad del valor futuro)².

A continuación se enuncian cuatro procesos de Markov. El primero se corresponde con el más sofisticado, y se emplea como referencia del resto de procesos (que se obtienen mediante sucesivas simplificaciones). El último proceso se corresponde con un proceso completamente aleatorio (random walk).

Primero:

Proceso de Markov que incluye las covarianzas de la velocidad del viento, según el esquema propuesto por Zannetti (1986),

¹ Las trayectorias de los procesos de Wiener son curvas continuas, pero no son derivables en ningún punto.

² w_p es un término adicional a la componente vertical de la velocidad que considera tanto el efecto de la deposición gravitacional de las partículas pesadas, como los fenómenos de flotabilidad.

$$\begin{aligned}
 u'(t) &= \phi_1 u'(t - \Delta t) + \sigma_u \eta_u \\
 v'(t) &= \phi_2 v'(t - \Delta t) + \phi_3 u'(t) + \sigma_v \eta_v \\
 w'(t) &= \phi_4 w'(t - \Delta t) + \phi_5 v'(t) + \phi_6 u'(t) + (\sigma_w \eta_w + w_d)
 \end{aligned}
 \tag{F.3}$$

donde, en general,

$$\phi_i = \phi_i(\sigma_u^2, \sigma_v^2, \sigma_w^2, \overline{u'v'}, \overline{u'w'}, \overline{v'w'}, R_u, R_v, R_w)
 \tag{F.4}$$

$i=1, \dots, 6$

El último término de la tercer componente, w_d , se conoce con el nombre de "corrección de la deriva", fue introducido por Legg y Raupach (1982) y pretende corregir la acumulación de partículas en zonas con baja energía cinética turbulenta

$$w_d = 2(1 - R_w) T_{L,w} \sigma_w \frac{d\sigma_w}{dz}
 \tag{F.5}$$

Segundo:

* A partir del proceso de Markov anterior (ecuaciones F.3), si se desprecian las covarianzas de las componentes de la velocidad del viento, las ecuaciones se simplifican y toman la forma [Uliasz, M.; 1994]

$$\begin{aligned}
 u'(t) &= R_u u'(t - \Delta t) + (1 - R_u^2)^{1/2} \sigma_u \eta_u \\
 v'(t) &= R_v v'(t - \Delta t) + (1 - R_v^2)^{1/2} \sigma_v \eta_v \\
 w'(t) &= R_w w'(t - \Delta t) + (1 - R_w^2)^{1/2} \sigma_w \eta_w + w_d
 \end{aligned}
 \tag{F.6}$$

En cada instante, cada componente turbulenta de la velocidad de una partícula está correlacionada con la que tenía un Δt anterior. Esta correlación queda determinada mediante la función de autocorrelación; definida, para cada componente, como

$$R_u = \exp\left(-\frac{\Delta t}{T_{L,u}}\right)
 \tag{F.7}$$

El segundo término (ecuaciones F.6) se corresponde, en cada dirección espacial, con una componente aleatoria, determinado por un número, η_u , que pertenece a una distribución gaussiana con media

cero y varianza unidad. Las desviaciones típicas de las velocidades Eulerianas en cada dirección del espacio vienen expresadas como σ_u .

Conviene resaltar el hecho de que para cerrar el esquema de difusión turbulenta, se han de determinar, para las tres componentes de la dirección, las escalas de tiempo lagrangiano y las variaciones de las fluctuaciones de la velocidad.

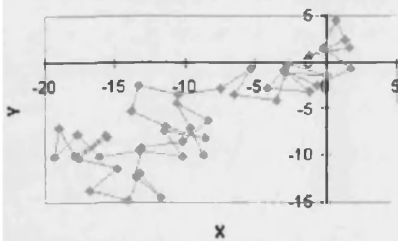
Tercero:

La anterior descripción (ecuaciones F.6) puede simplificarse despreciando las componentes horizontales de la turbulencia del viento

$$\begin{aligned} u'(t) &= 0 \\ v'(t) &= 0 \\ w'(t) &= R_w w'(t - \Delta t) + (1 - R_w^2)^{1/2} \sigma_w \eta_w + w_d \end{aligned} \quad (\text{F.8})$$

Cuarto:

PASEO ALEATORIO BIDIMENSIONAL



Por último, se puede simplificar también el esquema representado anteriormente (ecuaciones F.6), incrementando el paso de tiempo Δt . Suponiendo que el Δt es mucho más grande que la escala de tiempos lagrangiana; es decir, suponiendo que las partículas no tienen memoria y se mueven de manera completamente aleatoria en cada paso de tiempo (random walk model)

$$\begin{aligned} u'(t) &= \sigma_u \eta_u \\ v'(t) &= \sigma_v \eta_v \\ w'(t) &= \sigma_w \eta_w + w_d \end{aligned} \quad (\text{F.9})$$

Capa límite y turbulencia

El objetivo de este apéndice se limita a contextualizar someramente la parametrización de capa límite empleada en las simulaciones numéricas presentadas en el capítulo siete y justificar las limitaciones y suposiciones que la caracterizan. La información que aquí se presenta, ha sido estructurada y resumida a partir de los siguientes textos: [Zhang, D. y Anthes, R.A.; 1982], [Garrat, J.R.; 1992] y [Boybeyi, Z.; 2000], [Stull, R.B.; 1989].

La mayoría de las teorías de capa límite se basan en las leyes fundamentales de conservación de la masa, de la energía y del momento. Las soluciones numéricas de estas ecuaciones de conservación requieren de, por un lado, un esquema de cierre apropiado para los términos del flujo turbulento y, por el otro, un conjunto de parametrizaciones físicas relativas a la radiación, las nubes y la superficie terrestre.

Los modelos de capa límite se han basado tradicionalmente en el siguiente conjunto de ecuaciones¹ para el valor promedio de las variables:

¹ En el apéndice, con el fin de centrarlo, se han incluido las ecuaciones promedio (obtenidas a partir de las variables instantáneas después de ser éstas expresadas como suma de su valor promedio más su fluctuación; la denominada descomposición de Reynolds, introducida en el anexo D).

$$\begin{aligned}
\frac{\bar{P}}{R} &= \bar{\rho} \cdot \bar{T} \\
\frac{\partial \bar{U}_j}{\partial x_j} &= 0 \\
\frac{\partial \bar{U}_i}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_j} &= -\delta_{i3} g + f \varepsilon_{ij3} \bar{U}_j - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{P}}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 \bar{U}_i}{\partial x_j^2} - \left(\frac{\partial \overline{u'_i u'_j}}{\partial x_j} \right) \\
\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_j} &= \nu_\theta \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial x_j^2} + \bar{S}_c - \left(\frac{\partial \overline{u'_j \theta'}}{\partial x_j} \right) \\
\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{q}}{\partial x_j} &= \nu_q \frac{\partial^2 \bar{q}}{\partial x_j^2} + \bar{S}_v - \left(\frac{\partial \overline{u'_j q'}}{\partial x_j} \right)
\end{aligned} \tag{G.1}$$

Donde, la barra indica el promedio de la variable y la prima su fluctuación turbulenta. La δ_{ij3} es la delta de Kronecker, y la ε_{ij3} es un tensor antisimétrico unitario².

La primera ecuación es la ecuación de estado de los gases ideales. La segunda (divergencia de la velocidad) se corresponde con la de conservación de la masa, o de continuidad, de un flujo incompresible. La tercera se corresponde con la de conservación del momentum. La penúltima es la de conservación de la entalpía (o calor sensible) por unidad de masa; y la última es la de conservación del vapor de agua.

U_i representa a las tres componentes de la velocidad, en las direcciones x, y, z (usando un sistema de referencia cartesiano), T es la temperatura absoluta, ρ es la densidad, P es la presión, θ la temperatura potencial y q la humedad específica (o cualquier magnitud escalar). Las posibles fuentes o sumideros de calor y vapor de agua se representan por S_c y S_v . ν , ν_θ , ν_q son la viscosidad cinemática y las difusividades moleculares térmica y del vapor de agua (o de cualquier otro constituyente escalar). La fuerza de Coriolis es f, y la aceleración de la gravedad es g.

² La delta de Kronecker se define como 1, si $i=j$; y como 0, si $i \neq j$.

El tensor antisimétrico unitario es

1 ; si $ijk=123, 231, \text{ o } 312$;

-1 ; si $ijk=321, 213 \text{ o } 132$

0 ; si uno o más índices se repiten.

Ecuación de la divergencia de la velocidad de un flujo turbulento

Respecto a la ecuación de la divergencia de la velocidad media (segunda ecuación), hay que decir que esta se deriva directamente de la ecuación de continuidad de la masa (imponiendo la condición de que el flujo sea incompresible).

La ecuación de continuidad de la masa establece que la velocidad de variación local de la densidad es igual a la divergencia de la masa cambiada de signo

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \bar{\nabla} \cdot (\rho \bar{U}) = 0 \quad (\text{G.2})$$

que es equivalente³ a decir que la variación relativa de densidad por unidad de tiempo que acompaña al movimiento de una burbuja de aire es igual a la divergencia de la velocidad cambiada de signo

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} + \bar{\nabla} \cdot \bar{U} = 0 \quad (\text{G.3})$$

si se supone que el flujo es incompresible, es decir, que

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} \ll \bar{\nabla} \cdot \bar{U} \quad (\text{G.4})$$

se obtiene el resultado de que la divergencia de la velocidad media ha de ser cero para que, en un fluido incompresible, se conserve la masa.

Ecuaciones de conservación de momento, entalpía y humedad en un flujo turbulento

Atendiendo al contenido físico de las tres últimas ecuaciones, se observa una estructura paralela:

- El lado izquierdo de las ecuaciones se corresponde con la derivada total de cada magnitud respecto del tiempo³; en este sentido, el primer sumando representa un término de almacenamiento y el segundo de advección.

³ Se ha empleado implícitamente la definición de derivada total de una variable promedio cualquiera:

$$\frac{d\bar{\xi}}{dt} = \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial t} + \bar{U} \cdot \bar{\nabla} \bar{\xi}$$

- Atendiendo al lado derecho de las ecuaciones, los términos de difusión molecular (los que incorporan ν , ν_θ , ν_q) se suelen eliminar por ser despreciables frente al resto.
- Los últimos términos del lado derecho de las ecuaciones, describe la divergencia del flujo turbulento de cada magnitud física (en este caso, momento, calor y humedad; respectivamente)

$$\left(\frac{\overline{\partial u'_i u'_j}}{\partial x_j} \right) \quad \left(\frac{\overline{\partial u'_j \theta'}}{\partial x_j} \right) \quad \left(\frac{\overline{\partial u'_j q'}}{\partial x_j} \right) \quad (G.5)$$

Los promedios de los productos de dos variables turbulentas, son variables a priori desconocidas, denominadas transportes turbulentos, flujos o covarianzas (ver apéndice D). Su presencia en las ecuaciones anteriores constituye el problema de cierre de la descripción del campo de turbulencia⁴.

- El resto de términos representan diferentes forzamientos (de Coriolis, gravedad, fuentes y sumideros de diferentes magnitudes escalares).

Las anteriores ecuaciones de conservación se simplifican bajo la hipótesis de capa límite homogénea horizontalmente, y en ausencia de procesos de condensación y precipitación [Boybeyi, Z.; 2000]

$$\begin{aligned} \frac{d\bar{u}}{dt} &= f(\bar{v} - v_g) - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \\ \frac{d\bar{v}}{dt} &= -f(\bar{u} - u_g) - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} \\ \frac{d\bar{\theta}}{dt} &= -\frac{\partial \overline{\theta'w'}}{\partial z} \\ \frac{d\bar{q}}{dt} &= -\frac{\partial \overline{q'w'}}{\partial z} \end{aligned} \quad (G.6)$$

En las que los gradientes horizontales de presión se han expresado en términos de las componentes del viento geostrofico; que se define como

⁴ Que aparezcan estas covarianzas en las ecuaciones de conservación, refuerza la idea intuitiva de que la estadística es una componente fundamental en la descripción de los flujos turbulentos.

$$u_g = \frac{1}{f} \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} \quad v_g = \frac{1}{f} \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} \quad (\text{G.7})$$

Incluso tras la simplificación efectuada para una capa límite homogénea horizontalmente, existen el doble de incógnitas que de ecuaciones.

Se pueden obtener [Stull, R.B.; 1989] ecuaciones para determinar estas incógnitas de segundo orden (las covarianzas), pero éstas incluyen momentos de tercer orden, por lo que el sistema de ecuaciones diferenciales no se cierra. En general, la ecuación para el momento de orden n , contiene términos de orden $n+1$.

Para describir de una manera matemático/estadística la turbulencia, una posibilidad consiste en aproximar los términos desconocidos a magnitudes conocidas; es decir, que los momentos de orden superior han de ser parametrizados en términos de magnitudes físicas conocidas.

El procedimiento de cierre de las ecuaciones diferenciales se denomina según el orden superior que no es parametrizado; así el cierre de primer orden parametriza las covarianzas (o términos de segundo orden).

Por definición, una parametrización es una aproximación a la naturaleza; es decir, se reemplaza la ecuación natural que describe (determina) un proceso o magnitud física por una aproximación más o menos artificiosa construida ad hoc.

La parametrización de una magnitud/proceso desconocido debe ser físicamente razonable; es decir, toda parametrización ha de cumplir/seguir ciertas "reglas" físicas naturales:

- Ha de ser dimensionalmente coherente con la magnitud desconocida.
- Ha de tener las mismas propiedades tensoriales.
- Ha de tener las mismas simetrías.
- Ha de ser invariante bajo cualquier transformación arbitraria del sistema de coordenadas.
- Ha de ser invariante bajo traslaciones inerciales.
- Ha de satisfacer las mismas ecuaciones y restricciones que la magnitud desconocida.

Aproximaciones a la descripción de la capa límite

A la hora de abordar la descripción de la capa límite, se siguen dos aproximaciones; según se asuman esquemas de cierre locales o no locales.

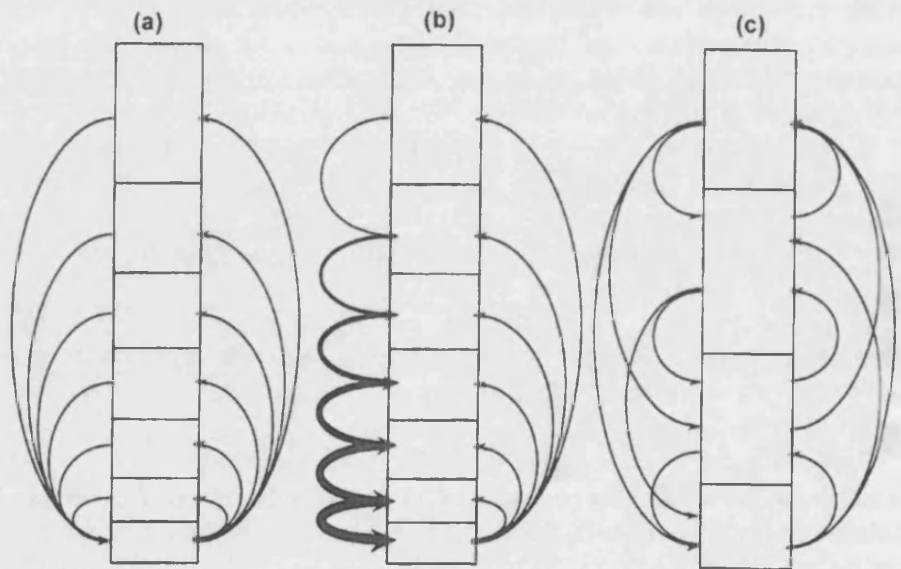
Los cierres locales implican relacionar las variables turbulentas desconocidas en un punto dado del espacio, con magnitudes de valor conocido en ese mismo punto. Esto implica generalmente asumir un

“flujo de gradiente” y, por tanto, establece una analogía entre la transferencia turbulenta y la difusión molecular.

Los cierres no locales relacionan las variables turbulentas desconocidas con magnitudes físicas conocidas en toda una región espacial.

En la figura G.1 se esquematizan tres esquemas no locales de intercambio de magnitudes entre diferentes niveles (alturas) de la capa límite⁵. En el capítulo seis se describe con más detalle el primero de los esquemas (Blackadar);

Gráfico G.1.: Esquemas no locales de intercambio entre niveles (alturas) dentro de la capa límite. El primer esquema (a), se corresponde con el de Blackadar (que se describe con más detalle en el capítulo seis), el segundo (b), con el algoritmo de mezcla convectiva asimétrica, y el tercero (c), con un esquema que asume la superposición de eddies.



Cierre de primer orden

Hipótesis de cierre local

La hipótesis (parametrización) en las que se basa el cierre de primer orden es la teoría K o de flujo de gradientes.

Los flujos turbulentos son expresados en términos de los gradientes de las magnitudes promedio

$$\begin{aligned}
 \overline{u'w'} &= -K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} & \overline{\theta'w'} &= -K_c \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \\
 \overline{v'w'} &= -K_m \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} & \overline{q'w'} &= -K_v \frac{\partial \bar{q}}{\partial z}
 \end{aligned}
 \tag{G.8}$$

⁵ Para más información preliminar ver el apartado “Hipótesis de cierre no local”, dentro de este apéndice.

Donde K_m , K_c , K_v reciben el nombre de difusividades turbulentas o coeficientes de intercambio de momento, calor y vapor de agua, respectivamente.

Como ya se avanzó al introducir el concepto de parametrización, estas relaciones no se basan en ninguna teoría física rigurosa; más bien se fundamentan en la analogía intuitiva entre los procesos de transferencia molecular y turbulenta.

La premisa de transporte por gradiente es muy cuestionable, sino inválida, bajo ciertas condiciones; en particular, cuando los procesos de transporte turbulento están dominados por movimientos convectivos de gran escala. Bajo estas condiciones esta hipótesis de cierre que utiliza una relación local de flujo de gradiente, no es válida, muy especialmente, en la capa de mezcla de la capa límite.

La teoría K se suele emplear con buenos resultados, para describir la capa límite en condiciones no convectivas.

Hipótesis de cierre no local

Dadas las limitaciones que una hipótesis de cierre local presenta en condiciones convectivas, aparecieron algunas formulaciones de cierre no locales para modelizar la turbulencia y la difusión turbulenta en la capa límite convectiva [Blackadar, A.K.; 1979], [Troen, I. y Mahrt, L.; 1986], [Stull, R.B.; 1989], [Pleim, J.E. y Chang, J.S.; 1992], [Stull, R.B.; 1993].

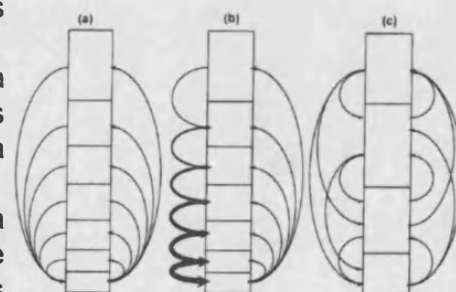
Los cierres no locales se basan en la premisa de que los eddies turbulentos de tamaños variables, pueden transportar propiedades termodinámicas del flujo (como momento, calor y masa) a través de distancias verticales finitas (no infinitesimales), comparables a su tamaño característico. Consecuentemente, la velocidad media, la temperatura potencial y las concentraciones de cualquier escalar (como el vapor de agua) en cualquier punto del espacio (a cualquier nivel sobre el suelo) son resultado del transporte turbulento y mezcla desde cualquier otro nivel sobre el suelo.

El algoritmo de Blackadar, descrito en el capítulo seis, se enmarca dentro de este tipo de aproximaciones: cierre de primer orden, no local.

Antes se ha introducido una figura que representaba tres esquemas de intercambio entre niveles:

El primero (a), el de Blackadar, es un modelo sencillo que simula el transporte vertical de eddies "grandes" (con tamaños característicos del orden de la propia capa límite); es decir, para condiciones de intensa convección.

El segundo (b), se corresponde con el algoritmo de mezcla convectiva asimétrica, desarrollado por Pleim y Chang (1992). Se basa fundamentalmente en la evidencia empírica de que los procesos de mezcla en un capa límite convectiva son esencialmente asimétricos con rápidos movimientos ascendentes (con amplias dimensiones espaciales) y lentos movimientos compensatorios



subsidentes (de dimensiones espaciales más reducidas). De este modo el descenso local del esquema de Blackadar, se reemplaza por uno no local; que provoca un incremento neto del flujo másico descendente (a modo de cascada). Como ocurre con el esquema de Blackadar, éste únicamente es válido para capas límite caracterizadas por condiciones convectivas.

El tercero (c), se corresponde con un esquema que asume la superposición de eddies, y en él se posibilita el intercambio másico y del resto de magnitudes entre todos los niveles. Este esquema se puede abordar mediante dos métodos: el primero, basado en la ecuación TKE (energía cinética turbulenta) [Stull, R.B. y Driedonks, A.G.M.; 1987], [Raymond, W.H. y Stull, R.B.; 1990]; y el segundo, basado en el uso del número de Richardson no local [Zhang, Q. y Stull, R.B.; 1992]

Cierre de segundo orden y superiores

La teoría del transporte del gradiente (relaciones locales de cierre) no es válida en condiciones convectivas en las que los transportes turbulentos no siguen necesariamente el sentido de los gradientes (los grandes eddies convectivos transportan momento, calor y humedad también a contragradiante). Por esta razón, se han desarrollado modelos que incorporan cierres de segundo (o superior) orden.

El cierre de segundo orden se basa en las ecuaciones dinámicas del transporte turbulento [Stull, R.B.; 1989] que incorporan momentos de tercer orden, correlaciones que involucran la presión y la velocidad o las perturbaciones de otros escalares, y términos de disipación molecular. Todos ellos, términos que han de ser parametrizados.

Más información [Mellor, G.L. y Yamada, T.; 1974], [Wyngaard, J.C. et al.; 1974], [Lumley, J.L.; 1980], [Sun, W.Y.; 1989], [Stull, R.B.; 1989], [Garrat, J.R.; 1992] y [Boybeyi, Z.; 2000].

BIBLIOGRAFIA

Bibliografía

Albizuri, A. (1985) *Métodos de diagnóstico y predicción de episodios de contaminación atmosférica: aplicación a chimeneas altas*. Tesis doctoral. Escuela técnica superior de ingenieros industriales y de ingenieros de telecomunicación. Universidad del País Vasco.

Allwine, K. J. and Whiteman, C. D. (1994) "Single-station integral measures of atmospheric stagnation, recirculation and ventilation". *Atmos. Environ.*, **28**, 713-721.

Alonso, L.; Millán, M.; Albizuri, A.; Navazo, M. (1987) "Dispersión de contaminantes en la atmósfera II. Chimeneas altas". *Energía*, mayo-junio, Madrid, 101-116.

Alonso, L.; Navazo, M.; García, J.A.; Gutierrez-Cañas, C.; Ilardia, J.L.; Gangoiti, G. (1993) "Experimental determination of σ_y σ_z and plume rise from a tall stack in the western mediterranean coast (Castellón-Spain)" *Proceeding of the sixth European symposium; Physico-*

chemical behaviour of atmospheric pollutants, Vol. 1. Varese. Published by the European Commission.

Anfossi, D.; Desiato, F.; Tinarelli, G.; Brusaca, G.; Ferrero, E. y Sacchetti, D. (1998) "TRANSALP 1989 experimental campaign-Part II: simulation of a tracer experiment with Lagrangian particle models". *Atmospheric Environment*, **32**, 1157-1166.

Anfossi, D.; Ferrero, E.; Brusaca, G.; Marzorati, A. y Tinarelli, G. (1993) "A simple way of computing buoyant plume rise in Lagrangian stochastic dispersion models". *Atmospheric Environment*, **27A(9)**, 1443-1451.

Artiñano, B.; Pujadas, M.; Plaza, J.; Terés, J. y Cabal, H. (1993) "Characterization of a pollution episode in stagnant conditions in the greater Madrid area" *Proceeding of the sixth European symposium; Physico-chemical behaviour of atmospheric pollutants, Vol. 1.* Varese. Published by the European Commission.

ASME Air Pollution Control Division (The American Society of Mechanical Engineers) (1973) *Recommended guide for the prediction of the dispersion of airborne effluents.* Second edition. New York.

Assai, T.; Mitsumoto, S. (1978) "Effects of an inclined land surface on the land and sea breeze circulation: A numerical experiment". *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **56**, 559-570.

Berman, S. y Rao, J.Y.K.S.T. (1999) "Spatial and temporal variation in the mixing depth over the northeastern united states during the summer of 1995". *Journal of Applied Meteorology*, **38**, 1661-1673.

Beychok, M. R. (1994) *Fundamentals of Stack Gas Dispersion.* Editor Milton R. Beychok. ISBN 0-9644588-0-2. USA.

Blackadar, A. K. (1976) "Modelling the nocturnal boundary layer". *Proceedings of the Third Symposium. on Atmospheric Turbulence, Diffusion, and Air Quality.* American Meteorological Society, 46-49.

Blackadar, A.K. (1979) "Modelling pollutant transfer during daytime convection". *Preprints, Fourth symposium on Atmospheric turbulence diffusion, and air quality.* American Meteorological Society. Boston, USA.

Bolle, H.J. (editor) (2003) *Mediterranean Climate: Variability and Trends.* Springer-Verlag. Berlin. Germany. Cap. 1.

Bonnaure, P. (1991) "Human pressure on the environment and atmospheric pollution". *Quaderns de Tecnologia*, **3**, Abril, Barcelona, 159-165.

Box, G.E.P.; Hunter, W.G. y Hunter, J.S. (1978) *Statistics for experimenters. An introduction to design, data analysis, and model building*. Ed. John Wiley & sons, Inc. U.S.A.

Boybeyi, Z. (editor) (2000) *Mesoscale atmospheric dispersion*. Wit Press. Londres.

Boybeyi, Z. (editor) (2000) *Mesoscale atmospheric dispersion*. WIT Press. London, Great Britain.

Boybeyi, Z.; Raman, S. y Zannetti, P. (1995) "Numerical investigation of possible role of local meteorology in Bhopal gas accident". *Atmospheric Environment*, **29**, 479-496.

Braun, S.A. y Tao, W.K. (2000) "Sensitivity of high-resolution simulations of hurricane bob (1991) to planetary boundary layer parameterizations". *Monthly Weather Review*, **128**, 3941-3961.

Briggs, G.A. (1969) *Plume rise*. U.S. Atomic Energy Commission. Division of Technical Information. Virginia, USA.

Briggs, G.A. (1973) *Diffusion estimates for small emissions*. Air Resources Atmospheric Turbulence and Diffusion Laboratory, NOAA, ADTL-106, Oak Ridge, TN. (USA).

Briggs, G.A. (1975) *Plume rise predictions*. En Lectures on Air Pollution and Environment Impact Analysis. American Meteorological Society, Bosto. USA.

Brown, M.J.; Arya, S.P.; Snyder, W.H. (1993) "Vertical dispersion from surface and elevated release. An investigation of a non-Gaussian plume model". *Journal of Applied Meteorology*, **32**, 1263-1280.

Camagni, P.; Sandroni, S. (Edts.) (1984) *Optical Remote Sensing of Air Pollution*. Elsevier Science. New York.

Capel, J.J. (1981) *Los climas de España*. Colección Ciencias Geográficas. Oikos-tau, s.a. - ediciones. Barcelona.

Carvalho, J.C.; Anfossi D.; Trini Castelli, S.; Degrazia, G.A. (2002) "Application of a model system for the study of transport and diffusion in complex terrain to the TRACT experiment". *Atmos. Environ.*, **36**, 1147-1161.

CEAM, Fundación (1993) *La contaminación atmosférica en la Comunidad Valenciana: Estado de conocimientos sobre los problemas en el Maestrazgo y Els Ports de Castellón*. Informe 93-1.

CEAM, Fundación (1996) *La investigación de la situación de la calidad del aire en las comarcas del norte de la Comunidad Valenciana*. TOMO I. Documento técnico 96-8.

CEAM, Fundación (1998) *La calidad del aire en la comunidad Valenciana: Comarcas de Els Ports-Maestrat. Evaluación de resultados hasta 1997 y optimización de las redes de sensores*. Informe 98-1.

CEAM, Fundación (2003) *Situación de la Calidad del aire en las comarcas del norte de la Comunidad Valenciana*.

Clavero, P.L. (1977) *Los climas en la región valenciana*. Tesis doctoral. Departamento de Geografía. Universitat de Barcelona.

Cogan, J.L. (1985) "Monte Carlo simulation of a buoyant dispersion". *Atmospheric Environment*, **19**, 867-878.

COST 710 (1998) *Harmonisation of the pre-processing of meteorological data for atmospheric dispersion models*. COST Action 710 – Final report. European Commission. Directorate-General Science, Research and Development. EUR 18195 EN.

Csanady, G.T. (1973) *Turbulent diffusion in the environment*. Reidel, Dordrecht, Holland.

Cuadrat, J.M.; Pita, M.F. (1997) *Climatología*. Ediciones Catedra, S.A. Madrid, caps. 2 y 3.

Diégez, J.J. (2001) *Red automática de vigilancia de la calidad del aire en la Comunidad Valenciana: análisis y optimización*. Tesina (Diploma de Estudios Avanzados). Facultad de Física, Dept. de Termodinàmica. Universitat de València.

DOCE L-188 (1984) *Diario Oficial de la Comunidad Europea*, 16 de julio de 1984. Artículo nº 2.

Dudhia, J. (1993). "A nonhydrostatic version of the Penn State/NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front". *Monthly Weather Review*, **121**, 1493-1513.

ENDESA (1994) *Gestión Ambiental de Endesa*. Martínez, C. "Razón y controversia sobre la Central Térmica Teruel, en Andorra". 167 - 172. También publicado en *Tecno Ambiente*, **22**, noviembre 1992.

EPA (2000) *Meteorological Monitoring Guidance for Regulatory Modeling Applications*. EPA-45/R-99-005, febrero 2000.

Fast, J.D.; Lance O'Steen, B.; Addis, R.P. (1995) "Advanced atmospheric modeling for emergency response". *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 626-649.

Fast, J.D.; Lance O'Steen, B.; Addis, R.P. (1995) "Advanced atmospheric modeling for emergency response". *J. Appl. Meteor.*, **34**, 626-649.

Finlayson-Pitts, B.J.; Pitts, J.N. (1986) *Atmospheric Chemistry: Fundamentals and Experimental Techniques*. Ed. John Wiley & Sons, Inc. USA. Caps. 1 y 8.

Fox, D.G. (1981) "Judging air quality model performance". *Bulletin American Meteorological Society*, **62**, 599-609.

Gangoiti, G.; Alonso, L.; Maruri, M.; Navazo, M. and Pérez-Landa, G. (2002) UHF radar detection and numerical simulation of an episode of Foehn and Lee waves over the Northern coast of Iberia. *Journal of Applied Meteorology* **41**, 230-240.

Gangoiti, G.; Millán, M. M.; Salvador, R.; Mantilla, E. (2001) "Long-range transport and re-circulation of pollutants in the western Mediterranean during the project Regional Cycles of Air Pollution in the West-Central Mediterranean Area". *Atmospheric Environment* **35**, 6267-6276.

Gangoiti, G.; Sancho, J.; Ibarra, G.; Alonso, L.; Garcia, J.A.; Navazo, M.; Durana, N.; Ilardia, J.L. (1997) "Rise of moist plumes from tall stacks in turbulent and stratified atmospheres". *Atmospheric Environment* **31** (2), 253-269.

Garcia, G.; Bisquert, J.; Hernández, M.J.; Bal. le, S.; Mañosa, L.I. (1999) *Introducció a l'experimentació*. Universitat Jaume I. Col.lecció "Ciències experimentals". Castelló.

Garrat, J.R. (1992) *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press. Gran Bretaña.

Garratt, J.R. (1999) *The Atmospheric Boundary Layer*. Cambridge University Press. Australia.

Gifford, F.A. (1975); Haugen, D.A. (editor) *Lectures on air Pollution and environmental impact analyses*, American Meteorological Society. September.

Grell, G.A.; Dudhia, J.; y Stauffer, D.R. (1995) *A description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5)*. Technical Note NCAR/TN-398+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA.

Guillot, P.; Bonometti, G.; Hasenjaeger, H.; Van der Meulen, A.; Hamilton, P.M.; Haulet, R.; Laurent, J.; Sandroni, S.; Cerutti, C.; Giovanelli, G.; Tirabassi, T.; Vittori, O. Y Piccinini, P. (1975) "First European Community campaign for remote sensing of atmospheric pollution Lacq (France), 7-11 July 1975". *Atmospheric Environment*, **13**, 895-917.

Haltiner, G.J. y Martin, F.L. (1957) *Meteorología. Dinámica y Física*. McGraw-Hill Book company, S.A. 1984. España.

Hanna, S.R. (1982) "Applications in air pollution modelling". En: Nieuwstadt, F.T.M. y Van Dop, H. (editores): *Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling*. D.Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holanda.

Hanna, S.R. y Strimaitis, D.G. (1990) *Rugged terrain effects on diffusion*. Blumen, W. (Editor). Atmospheric processes over complex terrain, American Meteorological Society, Boston, USA.

Hanna, S.R.; Briggs, G.A.; Hosker, R.P. (1982) *Handbook on Atmospheric Diffusion*. Technical Information Center U.S. Department of Energy. Springfield (Virginia), caps. 1 y 12.

Heinz, S. y Van Dop, H. (1999) "Buoyant plume rise described by a Lagrangian turbulence model". *Atmospheric Environment*, **33**, 2031-2043.

Hoff, R.M.; Trivett, N.B.A.; Millán, M.; Fellin, P.; Anlauf, K.G. y Wiebe, H.A. (1982) "The Nanticoke shoreline diffusion experiment, June 1978-III. Ground-based air quality measurements". *Atmospheric Environment* **16**(3), 439-454.

Holton, J.R. (1990) *Introducción a la Meteorología Dinámica*. Edita el Instituto Nacional de Meteorología. España.

Holtstag, A.A.M. y Duynkerke, P.G. (editores) (1998) *Clear and cloudy boundary layers*. Institut for Marine and Atmospheric Research, Utrecht University y Royal Netherlands Meteorological Institute. Amsterdam.

Holtstag, A.A.M. y Nieuwstadt, F.T.M. (1986) "Scaling the atmospheric boundary layer". *Boundary Layer Meteorology*, **36**, 201-209.

- Hunt, J.C.R.; Tampieri, F.; Weng, W.S. y Carruthers, D.J. (1991) "Air flow and turbulence over complex terrain: a colloquium and a computational workshop", *Journal of Fluid Mechanics*, **227**, 667-688.
- Hurley, P y Physick, W. (1991) "A lagrangian particle model of fumigation by breakdown of the nocturnal inversion". *Atmospheric Environment*, **25A(7)**, 1313-1325.
- Hurley, P y Physick, W. (1993) "Lagrangian particle modelling of buoyant point sources: plume rise and entrapment under convective conditions". *Atmospheric Environment*, **27**, 1579-1584.
- Hurley, P. (1999) "The air pollution model (TAPM) version 1: technical description and examples". *CSIRO Atmospheric Research Technical Paper*, **43**.
- Hurn, J. (1993) *GPS diferencial*. TrimbleNavigation.
- Iribarne, J.V.; Cho, H.R. *Atmospheric Physics*. D. Reidel Publishing Company. USA. Cap. 1.
- Kitada, T.; Okamura, K.; Tanaka, S. (1998) "Effects of topography and urbanization on local winds and thermal environment in the Nohbi Plain, coastal region of central Japan: A numerical analysis by mesoscale meteorological model with κ - ϵ turbulence model". *Journal of Applied Meteorology*, **37**(10, parte 1), 1026-1046.
- Kunow, P. (1966) *El clima de Valencia y Baleares*. Tesis doctoral de 1950. Diputación provincial de Valencia. Institución Alfonso el Magnánimo. Cuadernos de geografía, num. 2.
- Kurita, H.; Sasaki, K.; Muroga, H.; Ueda, H.; Wakamatsu, S. (1985) "Long-range transport of air pollution under light gradient wind conditions". *Journal of Climate Applied Meteorology*, **24**, 425-434.
- Legg, B.J. y Raupach, M.R. (1982) "Markov-chain simulation of particle dispersion in inhomogeneous flows: the mean drift velocity induced by a gradient in Eulerian velocity variance". *Boundary-Layer Meteorology*, **24**, 3-13.
- Luhar, A.K. (2002) "The influence of vertical wind direction shear on dispersion in the convective boundary layer, and its incorporation in coastal fumigation models". *Boundary-Layer Meteorol.*, **102**, 1-38.
- Luhar, A.K. y Britter, R.E. (1992) "Random-Walk modelling of buoyant-plume dispersion in the convective boundary layer". *Atmospheric Environment*, **26**, 1283-1298.

Luhar, A.K. y Young, S.A. (2002) "Dispersion moments of fumigating plumes-LIDAR estimates and pdf model simulations". *Boundary-Layer Meteorology*, **104**(3), 411-444.

Lumley, J.L. (1980) *Second-order modelling of turbulent flows* (Capítulo 1). En: Prediction methods for turbulent flows. W. Kollmann, Hemisphere Publ.; Londres, Gran Bretaña.

Mahrer, Y. y Pielke, R.A. (1977) "The effects of Topography on sea and land breezes in a two-dimensional numerical model" *Monthly Weather Review*, **9**, 1151-1162.

Mantilla, E.; Millán, M.; Salvador, R.; Sanz, M.J.; Palau, J.L. (1998) "Tracking the dynamics of an elevated plume in the Spanish Levantine coast". *10th Joint Conference on the Applications of Air Pollution Meteorology* (Amer. Meteor. Soc.), Phoenix – Arizona (U.S.A.)

Martín, F.; Crespí S.N. y Palacios, M. (1) (2001) "Simulations of mesoscale circulations in the center of the Iberian Peninsula for thermal low pressure conditions. Part I: Evaluation of the Topography Vorticity-Mode Mesoscale Model". *Journal of Applied Meteorology*, **40**, 880-904.

Martín, F.; Palacios, M. y Crespí S.N. (2) (2001) "Simulations of mesoscale circulations in the center of the Iberian Peninsula for thermal low pressure conditions. Part II: Air-parcel transport patterns". *Journal of Applied Meteorology*, **40**, 905-914.

Martín, J. (1984) *Interpretación de los mapas del tiempo*. Colección Amplia. Ketres Editora, S.A. Barcelona.

Martín, J. (1987) *Característiques climatològiques de la precipitació en la franja costera mediterrània de la península Ibèrica*. Tesis Doctoral. Institut Cartogràfic de Catalunya. Generalitat de Catalunya.

Martín, M.; Plaza, J.; Andrés, M.D.; Bezares, J.C.; Millán, M. (1991) "Comparative study of seasonal air pollutant behaviour in a mediterranean coastal site: Castellon (Spain)". *Atmos. Environ.*, **25A**, 1523-1535.

McElroy, J.L. (1969) "A comparative study of urban and rural dispersion". *Journal of applied meteorology* **8**(1).

McElroy, J.L. y Pooler, F. (1968) *The St. Louis dispersion study, Volume II-Analysis*. U.S. EPA Publication AP-53.

McMullen, R.W. (1975) "The change of concentration standard deviations with distance". *International Journal of Air Pollution and Hazardous Waste Management*. October.

Mellor, G.L. y Yamada, T. (1974) "A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers". *Journal of Atmospheric Science*, **31**, 1791-1806.

Meteorological Office (1962). *Weather in the Mediterranean, vol. 1, General Meteorology*, p. 391, Air Ministry, Meteorological Office, Her Majesty's Stn. Off., London, U.K. Code No. 40-142-1-62.

Millán, M. (1977) *Ideas generales sobre la teoría de la dispersión de contaminantes en la atmósfera*. Panamerican Health Organization. Documento interno, sin editar.

Millán, M. (1978) "Remote sensing of SO₂, a data processing methodology". *Proceeding from 4th Joint Conference on Sensing of Environmental Pollutants*. American Chemical Society.

Millán, M. (1979) "Passive remote sensing of SO₂". *Proceedings from the EPA seminar - Workshop on prolonged elevated pollution episodes (PEPE), March 19-23*, 406-424.

Millán, M. (1980) "Remote sensing of air pollutants. A study of some atmospheric scattering effects". *Atmospheric Environment*, **14**, 1241-1253.

Millán, M. (1983) "Meteorological effects in remote-sensing operations". *Optical Remote Sensing of Air Pollution*, Lectures of a course held at the Joint Research Center, Ispra, Italy, 12-15 April.

Millán, M. (1989) "Revisión de algunos proyectos europeos de investigación sobre el transporte regional y a larga distancia de la contaminación atmosférica". *Seminarios: Medio Ambiente y Comunidad Económica Europea DGMA - MOPU y Fundación MAPFRE*. Madrid, Marzo 1989.

Millán, M. (2) (1978) "Recent advances in correlation spectroscopy for the remote sensing of SO₂". *Proceeding from 4th Joint Conference on Sensing of Environmental Pollutants*. American Chemical Society.

Millán, M. (2002) Ozone dynamics in the Mediterranean basin. A collection of scientific papers resulting from the MECAPIP, RECAPMA and SECAP Projects. Air Pollution Research Report 78. Brussels

Millán, M. y Hoff, R.M. (1977) "Dispersive correlation spectroscopy: a study of mask optimization procedures". *Applied optics*, **16**, 1609-1618.

Millán, M.; Alonso, L.; Legarreta, J.A. (1986) "Dispersión de contaminantes en la atmósfera: Parte I". *Energía*, julio-agosto, Madrid, 89-101.

Millán, M.; Alonso, L.; Legarreta, J.A.; Albizuri, M.V.; Ureta, I. y Egusquiaguirre, C. (1984) "A fumigation episode in an industrialized estuary: Bilbao, November 1981". *Atmospheric Environment*, **18**, 563-572.

Millán, M.; Artiñano, B.; Alonso, L.; Castro, M.; Fernandez-Patier, R. y Goberna, J. (1992) Meso-meteorological Cycles of Air Pollution in the Iberian Peninsula, (MECAPIP), *Air Pollution Research Report 44*, (EUR N_14834), European Commission DG XII/E-1, Rue de la Loi, 200, B-1040, Brussels.

Millán, M.; Hoff, R.M. (1977) "How to minimize the baseline drift in a COSPEC remote sensor". Technical Note. *Atmospheric Environment*, **11**, 857-860.

Millán, M.; Otamendi, E.; Gangoiti, G.; Alonso, L.; Iardía, J.L.; Navazo, M.; Albizuri, A. (1989) "Dispersión de contaminantes en la atmósfera, III: Areas de terreno complejo con interacciones mar-tierra". *Energía*, enero-febrero, Madrid, 81-91.

Millán, M.; Navazo, M.; Ezcurra, A. (1987) "Meso-Meteorological analysis of air pollution cycles in Spain". *Physico-Chemical Behaviour of Atmospheric Pollutants*. G. Angeletti and G. Restelli, Editors. D. Reidel Publishing Co. Dordrecht, Holland. For the Commission of the European Communities, pp 614-626.

Millán, M.; Newcomb, G. S. (1970) "Theory, applications, and results of the long-line correlation spectrometer". *IEEE Transactions on Geoscience Electronics*, **GE-8** (3), 149-157.

Millán, M.; Otamendi, E.; Alonso, L.; Ureta, I. (2) (1987) "Experimental characterization of atmospheric diffusion in complex terrain with land-sea interactions". *International Journal of Air Pollution and Hazardous Waste Management*, **37**(7), 807-811.

Millán, M.M.; Artiñano, B.; Alonso, L.; Navazo, M. (1991) "The effect of meso-scale flows on regional and long-range atmospheric transport in the western mediterranean area". *Atmospheric Environment*, **25A**, 949-963.

Millán, M.M.; Mantilla, E.; Salvador, R.; Carratalá, A.; Sanz, M.J.; Alonso, L.; Gangoiti, G.; Navazo, M. (1999) "Ozone cycles in the western mediterranean basin: Interpretation of monitoring data in complex coastal terrain". *Journal of Applied Meteorology*, **39**, 487-508.

Millán, M; Gallant, A.J.; Turner, H.E. (1976) "The application of correlation spectroscopy to the study of dispersion from tall stacks". *Atmospheric Environment*, **10**, 499-511.

Millán, M; Salvador, R.; Mantilla, E.; Artiñano, B. (1996) "Meteorology and photochemical air pollution in Southern Europe: experimental results from EC research projects". *Atmospheric Environment*, **30**, 1909-1924.

Millán, M; Salvador, R.; Mantilla, E.; Kallos, G. (1997) "Photooxidant dynamics in the Mediterranean basin in summer: Results from European research projects". *Journal of Geophysical Research*, **102**, D7, 8811-8823.

Moffat, A.J. y Millán, M. (1971) "The applications of optical correlation techniques to the remote sensing of SO₂ plumes using sky light". *Atmospheric Environment*, **5**, 677-690.

Obukhov, A.M. (1959) "Description of turbulence in terms of Lagrangian variables". *Advanced Geophysics*, **6**, 113-116.

Olsen, E.D. (1990) *Técnicas ópticas de análisis*. Ed. Reverté, S.A. Barcelona.

Ookouchi, Y.; Uryu, M.; Sawada, R. (1978) "A numerical study of the effects of a mountain on land sea breezes". *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **56**, 368-385.

Orlanski, J. (1975) "A rational subdivision of scales for atmospheric processes". *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **56**, 527-530.

Palau, J.L. (2001) *La dispersión desde una chimenea alta en terreno complejo: Aproximación pseudo-lagrangiana*. Tesina (Diploma de Estudios Avanzados). Facultad de Física, Dept. de Termodinàmica. Universitat de València.

Palau, J.L.; Mantilla, E.; Millán, M. (2) (2001) "Dispersión de un penacho elevado en topografía compleja bajo condiciones advectivas". *Comunicación oral en la XVIII Reunión Bienal de la Real Sociedad Española de Física*. Sevilla (España). Vol. II, págs. 188-189.

Palau, J.L.; Mantilla, E.; Millán, M. (4) (2001) "Estimation of the dispersion of an elevated plume on complex terrain under stable-to-

neutral conditions". *A changing atmosphere: 8th European Symposium on the Physico-Chemical Behaviour of Atmospheric Pollutants*. 17-20 Septiembre. Torino (Italia).

Palau, J.L.; Mantilla, E.; Millán, M.; Diéguez, J.J.; Rodríguez, P. (2001) "Dinámica de las emisiones de una chimenea alta: Análisis de la dispersión en topografía compleja". *Comunicación oral en el VII Congreso de Ingeniería Ambiental - PROMA'2001*. Bilbao (España).

Palau, J.L.; Pérez-Landa, G.; Mantilla, E.; Millán, M. (3) (2001) "Estudio de la dinámica de un penacho elevado en topografía compleja bajo condiciones estivales". *Comunicación como panel en la XVIII Reunión Bienal de la Real Sociedad Española de Física*. Sevilla (España). Vol. II, págs. 225-226.

Pasquill, F. (1961) "The estimation of the dispersion of windborne Material". *Meteor. Mag.* **90**(1063), 33-49.

Pérez-Landa, G., Palau, J. L., Mantilla, E., and Millán, M. M. (2002) "A study of the dispersion of an elevated plume on complex terrain under summer conditions". *15th symposium on boundary layers and turbulence*. 15-19 Julio. Wageningen (Holanda). Págs. 346-349.

Physick, W.L.; Noonan, J.A.; Manins, P.C.; Hurley, P.J. y Malfroy, H. (1994) *Air pollution Modelling and its applications Vol. IX: Application of coupled prognostic wind field and Lagrangian dispersion codes for air quality purposes in a region of coastal terrain*. Van Dop, H. y Kallos, G. (editores). Plenum Press, Nueva York (USA).

Pielke, R.A. y Uliasz, M. (1998) "Use of meteorological models as input to regional and mesoscale air quality models - limitations and strengths". *Atmospheric Environment*, **32**, 1455-1466.

Pleim, J.E. y Chang, J.S. (1992) "A non-local closure for vertical mixing in the convective boundary layer". *Atmospheric Environment*, **26A**, 965-981.

Pooler, F. Jr. y Niemeyer, L.E. (1971) "Dispersion from tall stacks: and Evaluation". *Proceedings 2nd International Clean Air Congress* (H.M. Englund and W.T. Beery editors), Academic Press, New York.

Pope, S.B. (2000) *Turbulent flows*. Ed. Cambridge Univ. Press. Gran Bretaña.

Pujadas, M (2002) *Formación y transporte de dióxido de nitrógeno en la cuenca aérea de Madrid en situaciones episódicas de invierno*. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Físicas. Universidad Complutense de Madrid.

Quereda, J; Montón, E. (1994) *Los vientos de superficie en el litoral de Castellón*. Caja rural Credicoop. Castellón (Valencia).

Querol, X.; Alastuey, A.; Lopez-Soler, A.; Plana, F.; Puigercus, J.A.; Mantilla, E.; Palau, J.L. (1999) "Daily evolution of sulphate aerosols in a rural area, northeastern Spain - elucidation of an atmospheric reservoir effect". *Environmental Pollution*, **105**, 397-407.

Raso, J.M. (1978) *El clima de Baleares*. Tesis doctoral. Dept. Geografía. Universitat de Barcelona. Citado en Martin, J. (1987).

Raymond, W.H. y Stull, R.B. (1990) "Application of transient turbulence theory to mesoscale numerical weather forecasting". *Monthly Weather Review*, **118**, 2471-2499.

Rodean, H. (1996) "Stochastic Lagrangian models of turbulent diffusion". *Meteorological Monographs*, **26(48)**, American Meteorological Society, Boston, USA.

Ryall, D.B. y Maryon, R.H. (1997) "Validation of the UK Met Office's NAME model against the ETEX dataset". En: Nodop, K. (editor): *ETEX Symposium on Long-Range Atmospheric Transport, Model Verification and Emergency Response*. European Commission EUR 17346, 151-154.

Salvador, R.; Artiñano, B. y Millán, M. (1992) "Aplicación de un modelo de dispersión de contaminantes para fuente puntual durante condiciones de brisa marina". *Energía*, marzo-abril, Madrid, 133-138.

Salvador, R. (1999) *Análisis y modelización de los procesos atmosféricos durante condiciones de brisa en la costa mediterránea occidental: zona de Castellón*. Tesis doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya. Barcelona.

Salvador, R.; Calbó, J. Y Millán, M. (1999) "Horizontal grid size selection and its influence on mesoscale model simulation". *Journal of Applied Meteorology*, **38(9)**, 1311-1329.

Sandroni, S. y De Groot, M. (1980) "Intercomparison of remote sensors of Sulphure dioxide at the 1979 European Community campaign at Turbigo". *Atmospheric Environment*, **14**, 1331-1333.

Sawford, B.L. (1985) "Lagrangian statistical simulation of concentration mean and fluctuation fields". *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **24**, 1152-1166.

Sawford, B.L. y Guest, F.M. (1987) "Lagrangian stochastic analysis of flux gradient relationships in the convective boundary layer". *Journal of Atmospheric Science*, **44**, 1152-1165.

Sawford, B.L.; Luhar, A.K.; Hacker, J.M.; Young, S.A.; Yoon, I.-H.; Noonan, J.A.; Carras, J.N.; Williams, D.J.; Rayner, K.N. (1998) "The Kwinana Coastal Fumigation Study: I-Program overview, experimental design and selected results". *Boundary Layer Meteorology*, **89**, 359-384.

Schrepfer, H. (1924) *Die polarfronttheorie in ihrer bedeutung für die klimate der festlander*. Geogr. Zeitschr. 30, Berlin. Citado en Kunow, P. (1966).

Scorer, R.S. (1997) *Dynamics of meteorology and climate*. Ed. John Wiley and sons, and Praxis publishing. Gran Bretaña.

Seaman, N.L. (2000) "Meteorological Modelling for Air-Quality Assessments". *Atmospheric Environment*, **34**, 2231-2259.

Seaman, N.L.; Ludwig, F.L.; Donall, E.G.; Warner, T.T. y Bhumralkar, C.M. (1989) "Numerical studies of urban planetary boundary-layer structure under realistic synoptic conditions". *Journal of Applied Meteorology*, **28**, 760-781.

Shiermeier, F.S. (1971) "Study of effluents from large power plants". Presented at the American Industrial Hygiene Assoc. Conf. May. 24-28, Toronto, Canada.

Shimanuki, A. y Nomura, Y. (1991) "Numerical simulation on instantaneous images of the smoke released from a chimney". *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **69**, 187-196.

Shum, Y.S.; Loveland, W.D. y Hewson, E.W. (1975) "The use of artificial activable trace elements to monitor pollutant source strenghts and dispersal patterns". *International Journal of Air Pollution and Hazardous Waste Management*, November.

Slade, D.H., Editor (1968) *Meteorology and atomic energy*. U.S. Atomic Energy Commission. Office of information Services. Tennessee (U.S.A.).

Smith, F.B. (1968) "Conditioned particle motion in a homogeneous turbulent field". *Atmospheric Environment*, **2**, 491-508.

Souto, M.J.; Souto, J.A.; Pérez-Muñuzuri, V.; Casares, J.J. y Bermúdez, J.L. (2001). "A comparison of operational Lagrangian

particle and adaptive puff models for plume dispersion forecasting". *Atmospheric Environment*, **35**, 2349-2360.

SPSS Inc. (1999) *SPSS® Base System Reference Guide, release 9.0.1*, U.S.A.

Stewart, R.W. (1979) *The Atmospheric Boundary Layer*. World Meteorological Organization. No. 523.

Stohl, A. (1999) "The FLEXPART Particle dispersion model. Version 3.1". <http://www.forst.uni-muenchen.de/EXT/LST/METEO/stohl/>

Stohl, A. ; Hittenberger, M. y Wotawa, G. (1998) "Validation of the Lagrangian particle dispersion model FLEXPART against large scale tracer experiment data". *Atmospheric Environment*, **24**, 4245-4264.

Stohl, A. y Thomson, D.J. (1999) "A density correction for lagrangian particle dispersion models". *Boundary-Layer Meteorology*, **90**, 155-167.

Stull, R.B. (1989) *Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers. Holanda.

Stull, R.B. (1993) "Review of transilient turbulence theory and non-local mixing". *Boundary Layer Meteorology*, **62**, 21-96.

Stull, R.B. y Driedonks, A.G.M. (1987) "Applications of the transilient turbulence parameterization to atmospheric boundary layer simulations". *Boundary Layer Meteorology*, **40**, 209-239.

Sun, W.Y. (1989) "Numerical study of dispersion in the convective boundary layer". *Atmospheric Environment*, **23**, 1205-1217.

Taylor, G.I. (1921) "Diffusion by continuous movements". *Proc. London Math. Soc.* **2**(20). 196-202.

Tennekes, H. y Lumley, J.L. (2001) *A first course in turbulence*. Mit Press. Londres (Gran Bretaña).

Thermo E. I. Inc. (1992) *Model 43A, Pulsed Fluorescence Ambient SO₂ Analyzer. Instruction manual*.

Thomson, D.J. (1984) "Random walk modelling of diffusion in inhomogeneous turbulence". *Q. Jl R. Met. Soc.*, **110**, 1107-1120.

Thomson, D.J. (1987) "Criteria for the selection of stochastic models of particle trajectories in turbulent flows". *Journal of Fluid Mechanics*, **180**, 529-556.

Tinarelli, G.; Anfossi, D.; Bider, M.; Ferrero, E. y Trini Castelli, S. (2000) *Air pollution modelling and its applications XIII: A new high*

performance version of the Lagrangian particle dispersion model SPRAY, some case studies. Kluwer Academic/Plenum Press, Nueva York (USA).

Tolba, M.K. y El-Kholy, O.A.. Editores (1992) *The world environment 1972-1992. Two decades of challenge.* Chapman & Hall. London. Cap. 1.

Troen, I. y Mahrt, L. (1986) "A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation". *Boundary Layer Meteorology*, **37**, 129-148.

Turner, D.B. (1967) *Workbook of atmospheric dispersion estimates.* Public Health Service publication 999-AP-26, Robert A. Taft Sanitary Engineering Center, Cincinnati, Ohio (USA).

Uliasz, M. (1994) "Lagrangian particle dispersion modelling in mesoscale applications" En: Zannetti, P. (editor). *Environmental modelling Vol. II: Computer methods and software for simulating environmental pollution and its adverse effects.* Computational Mechanics Publications. Glasgow (Gran Bretaña).

Van Dop, H. (1992) "Buoyant plume rise in a Lagrangian framework". *Atmospheric Environment*, **26A**, 1335-1346.

Vilà-Guerau, J.; Vellinga, O.S.; Holtslag, A.A.M.; Bosveld, F.C. y Klein, H. (2001) "Observational evaluation of PBL parameterizations modelled by MM5". *Proceedings of the Eleventh PSU/NCAR Mesoscale Model Users' Workshop*, Boulder, Colorado, USA.

Wark, K.; Warner, C.F. (1996) *Contaminación del aire. Origen y control.* Editorial Limusa, S.A. de C.V. Grupo Noriega editores. México D.F. Cap. 1.

Webster, H.N. y Thomson, D.J. (2002) "Validation of a Lagrangian model plume rise scheme using the Kincaid data set". *Atmospheric Environment*, **36**(32), 5031-5042.

Willmott, C.J. (1981) "On the validation of models". *Physical Geography*, **2**(2), 184-194.

Wilson, J.D. y Safford, B.L. (1996) "Review of Lagrangian stochastic models for trajectories in the turbulent atmosphere". *Boundary-Layer Meteorology*, **81**, 191-210.

Wilson, J.D.; Legg, B.J. y Thomson, D.J. (1983) "Calculation of particle trajectories in the presence of a gradient in turbulent-velocity scale". *Boundary-Layer Meteorology*, **27**, 163-169.

Wilson, J.D.; Thurtell, G.W. y Kidd, G.E. (1981) "Numerical simulation of particle trajectories in inhomogeneous turbulence, II: systems with variable turbulent velocity scale". *Boundary-Layer Meteorology*, **21**, 423-441.

Wotawa, G. y Stohl, A. (2000) "A tracer dispersion model driven by global-scale analyses and mesoscale (MM5) model output and its validation with tracer experiment data". Proceedings of the 11th Joint Conference on the Applications of Air Pollution Meteorology together with the A&WMA. American Meteorological Society, Boston, USA.

Wyngaard, J.C.; Cote, O.R. y Rao, K.S. (1974) "Modelling the atmospheric boundary layer". *Advanced Geophysics*, **18A**, 193-211.

Yamada, T.; Bunker, S. Y. Moss, M. (1992) "Numerical simulation of atmospheric transport and diffusion over coastal complex terrain". *Journal of Applied Meteorology*, **31**, 565-578.

Zamora, R.J.; Bao, J.; White, A.B. y Trainer, M. (2000) "An evaluation of MM5 surface fluxes and mixing depths during the nasville souther oxidant studies". *14th Symposium on Boundary Layer and Turbulence*. American Meteorological Society, Aspen, USA.

Zannetti, P (1992) *Environmental Modelling: article modeling and its application for simulating air pollution phenomena*. Meeli, P. y Zannetti, P. (editores) Computational Mechanics Publications and Elsevier Applied Science, 211-241.

Zannetti, P. (1986) "Monte-Carlo simulation of auto- and cross-correlated turbulent velocity fluctuations (MC-LAGPAR II model)". *Environmental software*, **1**, 26-30.

Zannetti, P. (editor) (1994) *Environmental modelling Vol. II: Computer methods and software for simulating environmental pollution and its adverse effects*. Computational Mechanics Publications. Glasgow (Gran Bretaña).

Zannetti, P. y Al-Madani, N. (1984) "Simulation of transformation, buoyancy and removal processes by Lagrangian particle methods". *Proceedings of the 14th International Technical Meeting on Air Pollution Modelling and its Application* (editado por Wispelaere Ch.), pp. 733-744. Plenum Press, Nueva York, USA.

Zhang, D. y Anthes, R.A. (1982) "A high resolution model of the planetary boundary layer: sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data". *Journal of Applied Meteorology*, **21**, 1594-1609.

Zhang, Q. Y Stull, R.B. (1992) "Alternative nonlocal descriptions of boundary-layer evolution". *Journal of Atmospheric Science*, **49**, 2267-2281.

UNIVERSITAT DE VALÈNCIA

FACULTAT DE FÍSICA

Reunit el Tribunal que subscriu, en el dia de la data,
acordà d'atorgar, per unanimitat, a aquesta Tesi Doctoral
d'En/ Na/ N'..... JOSE LUIS PALAU ALDÓ.....
la qualificació d'E..... APTO CUM LAUDE.....
València a... 5 de MARZO..... de 2004

El Secretari,

El President.

