

# EL OZONO TROPOSFÉRICO EN EL SUR DE EUROPA: ASPECTOS DINÁMICOS DOCUMENTADOS EN PROYECTOS EUROPEOS

(Versión Actualizada, 2009)

Documento adjunto al informe del contrato  
“ESTUDIO Y EVALUACIÓN DE LA CONTAMINACIÓN ATMOSFÉRICA POR OZONO  
TROPOSFÉRICO EN ESPAÑA”



*Fundación Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo*

INF FI/O3/2009 JULIO 2009

Autor:  
Millán Millán Muñoz  
Director Ejecutivo *Fundación Centro Estudios Ambientales del Mediterráneo*

*Las opiniones del autor recogidas en este documento no tienen porqué corresponderse con las del Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino.*

## INDICE

<b>1.</b>	<b>Introducción, con un toque personal</b> .....	5
<b>2.</b>	<b>Antecedentes</b> .....	8
2.a)	<i>La Conferencia de las Naciones Unidas en Estocolmo, 1972</i>	
2.b)	<i>Los nuevos sensores de componentes atmosféricos</i>	
2.c)	<i>Conexiones con la NASA: El desarrollo de sensores remotos</i>	
2.d)	<i>Donde entra el autor de este trabajo</i>	
2.e)	<i>Cambio Climático: el tema que no se trató en Estocolmo</i>	
<b>3.</b>	<b>Los programas Europeos en Medio Ambiente y Clima</b> .....	13
3.a)	<i>La conexión canadiense con los programas europeos en medio ambiente y clima</i>	
3.b)	<i>Los programas experimentales de la Comisión de las Comunidades Europeas</i>	
3.c)	<i>Primeras evidencias sobre la presencia, y efectos del ozono troposférico en la cuenca mediterránea</i>	
<b>4.</b>	<b>El entorno mediterráneo y su meteorología (I): Síntesis general</b> .....	17
<b>5.</b>	<b>Los primeros grandes proyectos en la Península Ibérica</b> .....	19
5.a)	<i>Conexiones con la actividad internacional</i>	
5.b)	<i>Instrumentación y métodos</i>	
<b>6.</b>	<b>Las primeras evidencias experimentales del Proyecto Bilbao</b> .....	22
6.a)	<i>Efectos topográficos</i>	
6.b)	<i>Oscilaciones horizontales y volcaduras verticales de la masa aérea</i>	
<b>7.</b>	<b>Más evidencias experimentales de otros proyectos en la Península Ibérica</b> .....	23
7.a)	<i>El giro diurno de los penachos de Centrales Térmicas costeras</i>	
7.b)	<i>El hundimiento, y confinamiento vertical de la capa límite en la costa</i>	
7.c)	<i>El ozono troposférico en la costa mediterránea española</i>	
<b>8.</b>	<b>Resumen de los resultados experimentales acumulados a 1986</b> .....	25
<b>9.</b>	<b>Proyecto MEso-meteorological Cycles of Air Pollution in the Iberian Peninsula (MECAPIP)</b> .....	26
9.a)	<i>Síntesis de las evidencias experimentales</i>	

9.b)	<i>Hipótesis de trabajo consideradas en la elaboración del proyecto</i>	
9.c)	<i>Despliegue instrumental</i>	
<b>10.</b>	<b>Resultados de los vuelos instrumentados</b>	<b>28</b>
10.a)	<i>Vuelos en plano vertical con trayectorias en diente de sierra</i>	
10.b)	<i>Vuelos en "abanico" (pan flights), con altura constante sobre el terreno</i>	
10.c)	<i>Experimento con trazadores: primera estimación de las recirculaciones verticales</i>	
<b>11.</b>	<b>Estructura de la Baja Térmica Ibérica: Deducciones del análisis de datos y simulación con modelos numéricos</b>	<b>31</b>
11.a)	<i>Modelización numérica (I), desarrollo y estructura de la brisa combinada</i>	
11.b)	<i>Modelización numérica (II), formación de líneas de convergencia y áreas de subsidencia</i>	
11.c)	<i>Análisis de los resultados</i>	
11.d)	<i>Consecuencias a escala peninsular</i>	
<b>12.</b>	<b>Proyecto MECAPIP, síntesis de resultados</b>	<b>35</b>
<b>13.</b>	<b>Proyecto REgional Cycles of Air Pollution on the Mediterranean Area (RECAPMA)</b>	<b>36</b>
13.a)	<i>Despliegue instrumental</i>	
13.b)	<i>Vuelos instrumentados</i>	
13.c)	<i>Vuelos-sondeo del día 16 de julio 1991</i>	
13.d)	<i>Vuelos-sondeo del día 18 de julio 1991</i>	
13.e)	<i>Vuelos-sondeo del día 19 de julio 1991</i>	
<b>14.</b>	<b>Estudio de la continuidad de las circulaciones costeras y la estratificación sobre el mar</b>	<b>39</b>
14.a)	<i>Características</i>	
14.b)	<i>Análisis</i>	
14.c)	<i>Evolución de los perfiles de temperatura sobre el mar</i>	
<b>15.</b>	<b>Modelización numérica de los perfiles de temperatura y campo de vientos sobre la cuenca occidental</b>	<b>43</b>
15.a)	<i>Modelo y condiciones iniciales</i>	
15.b)	<i>Simulaciones e interpretación de los resultados</i>	
<b>16.</b>	<b>Los ciclos de ozono en las zonas costeras mediterráneas</b>	<b>46</b>
16.a)	<i>Evolución de la capa límite desde la costa hacia el interior</i>	
16.b)	<i>Modelo conceptual de las circulaciones</i>	
16.c)	<i>Ciclos diurnos de las concentraciones de ozono</i>	
16.d)	<i>Normalización de los perfiles</i>	
16.e)	<i>Perfiles y emplazamientos</i>	

- 16.f) *Fumigación y advección*
- 16.g) *Datos anuales de la Red Valenciana de Vigilancia y Control de la Contaminación Atmosférica (RVVCCA)*

<b>Anexo I: Figuras</b> .....	55
<b>Agradecimientos</b> .....	149
<b>Referencias</b> .....	150



## 1. Introducción, con un toque personal

Este documento narra parte de las experiencias que han llevado al estado actual de conocimientos sobre el ozono troposférico en la cuenca mediterránea. Gran parte de esas experiencias las han desarrollado científicos españoles dentro de proyectos de la Comisión Europea. El ozono troposférico en la región mediterránea fue considerado como algo “anómalo” hasta hace muy poco (finales de los años 1990) y, en este punto, el autor quiere destacar el tiempo que transcurre desde que se identifica un problema hasta que finalmente se hace algo.

En casi todas las áreas de la ciencia y de la técnica, p.ej., medicina, ingeniería, etc. un nuevo problema se examina inmediatamente para buscar una solución. Sin embargo, en el caso del medio ambiente los problemas suelen ser multidisciplinarios y, además, “políticamente calientes”. Lo usual es que se pase por una fase de negar su existencia, o de minimizar sus efectos, o de financiar informes que lo contradigan. Y, para eso, la multidisciplinariedad puede hacer malas jugadas, ya que algunas disciplinas afectadas (p.ej. las industriales) pueden no estar de acuerdo con lo que han encontrado otras (p.ej. las de sanidad). De este modo, se pueden destacar los casi 30 años transcurridos desde la identificación de los grandes problemas de contaminación atmosférica en centros urbanos y núcleos industriales (finales de los 1940 y años 1950) hasta la celebración de la Conferencia de las Naciones Unidas en Estocolmo (1972) que lanzó el tema del Medio Ambiente a nivel mundial.

En el lado europeo, las iniciativas ambientales se tomaron después de los episodios de Londres, y de Bélgica, y de otros muchos pequeños episodios en todas partes de Europa (p.ej., Avilés, Bilbao, Cartagena, por mencionar sólo algunos en España) que tuvieron menos repercusión internacional. Todos ellos llevaron a la decisión de agrupar la producción eléctrica en grandes fuentes de emisión y, a su vez, de utilizar chimeneas altas. El problema de la lluvia ácida resultante comenzó a investigarse de forma sistemática por científicos del Reino Unido a finales de los años 1960, después de que surgieran las quejas de los Países Nórdicos por la acidificación de sus lagos.

Los estudios iniciados en 1968 en el Reino Unido sobre la dispersión de contaminantes emitidos por chimeneas altas (casi al mismo tiempo que en los EEUU y Canadá) podrían realmente considerarse como el inicio de la investigación europea en el área de dispersión de contaminantes atmosféricos (ver Sección 3). Sin embargo, la Comisión de las Comunidades Europeas (actual Comisión Europea) no inició la coordinación “real” de las actividades en Medio Ambiente y Clima de sus países miembros hasta finales del año 1973. Finalmente, la Directiva Europea sobre Medio Ambiente es del 2007, de modo que han transcurrido otros 39 años, que es más que la vida profesional de una persona(!).

Sin embargo, los problemas ambientales en la cuenca mediterránea continúan y continuarán. La actual Directiva Europea no va a contribuir a la solución de los problemas en el Sur de Europa y área mediterránea. Simplemente, porque los procesos atmosféricos en esta región son únicos, y mucho más complejos que en el norte de Europa. Las evidencias sobre los “otros” problemas en el Mediterráneo (p.ej., daños por ozono troposférico?) comenzaron a publicarse a finales de los 1970. Sin embargo, la documentación sistemática de las “anomalías mediterráneas”, y los procesos atmosféricos que las generan, con proyectos financiados por la CE no se inició hasta el año 1988

(después de la entrada de España y Portugal). Los primeros resultados, que ponían en cuestión muchos de los “conocimientos aceptados”, sólo comenzaron a publicarse ya bien entrados los años 1990. Esta situación ha creado un contraste permanente (ver más abajo) entre los conocimientos “oficiales” a nivel “europeo”, esto es, formulismos y modelos, y los nuevos hallazgos que cuestionan su validez y/o su aplicabilidad “universal”. Y, de ahí se derivan varios de los problemas actuales.

Los casi 20 años (1968-1988) de retraso entre los proyectos de investigación sobre la contaminación atmosférica en el sur de Europa, y la investigación hecha en el norte del continente, es uno de esos grandes problemas. Ahora no sólo hay que demostrar que sus “recetas” (las del norte de Europa) no son aplicables en el sur, sino que hay que justificar las diferencias científicamente, y presentar nuevas alternativas. Eso requiere programas de investigación para identificar, caracterizar y resolver los problemas propios, que no son comunes en España. En las universidades la tendencia es a repetir lo hecho en otros sitios, aunque en muchos casos los datos “no encajan” bien. De modo que se tiende a despreciar los datos “raros” (outliers) que son, por otra parte, el mecanismo del que dispone madre naturaleza para comunicar a los investigadores de que ocurre “algo diferente” o “algo nuevo”. Por otra parte, en los estamentos oficiales tienden a “tragarse” las “medicinas” (procedimientos y modelos) elaboradas para otros “enfermos” (regiones) en otras zonas climáticas, por gente que tienen fama de ser “serios”.

Otro problema ha sido la aceptación científica de las evidencias experimentales sobre la dinámica de los contaminantes atmosféricos en el Sur de Europa. Esta no ha sido fácil, a pesar del apoyo de la Comisión Europea (DG XII, actual DG RTD), ni los nuevos conocimientos siguen siendo generalmente admitidos, en un campo y unas revistas científicas ya dominado por unos conocimientos “oficializados” derivados de la “meteorología clásica” en las latitudes medias y terrenos llanos. Así, artículos que presenten evidencias científicas “discrepantes” encuentran dificultades para su publicación. Europa aún no dispone de mecanismos, como Canadá y EEUU, para la revisión automática del estado de conocimientos cada cuatro o cinco años. Y, cuando existe una legislación relativamente inamovible, se propicia el uso de formulismos y modelos sin cuestionarse si son, o no, aplicables en las condiciones mediterráneas.

El contenido de este documento se inicia partiendo de los “conocimientos aceptados” a mediados de los años 1970, y presenta un resumen de la experiencia experimental disponible hasta el 2009. Se describe cómo se han ido modificando los conocimientos según se han incorporando nuevos datos y su interpretación. Se centra en los resultados obtenidos en la Península Ibérica y en otras partes del Mediterráneo, siguiendo su evolución histórica, para así poner énfasis en los procesos más significativos en esta región. También se ha tratado de mantener una línea de continuidad en relación a los mecanismos observados desde sus efectos a escala local, a la peninsular (Ibérica), continuando hasta la regional/sur-europea.

Se ha puesto mucho énfasis en presentar cómo se elaboraron las hipótesis de trabajo para el diseño de los proyectos de la Comisión Europea. En particular, para los tres primeros grandes proyectos que fueron coordinados desde España (1988-1995). En ese periodo se partía con datos experimentales “raros” y/o muy “anómalos”, que se presentan, junto con interpretaciones meteorológicas y las modelizaciones numéricas utilizadas. Los resultados obtenidos hasta aproximadamente el año 1997 han ido dando una nueva visión de los procesos meteorológicos y climáticos en la cuenca mediterránea. Estos se han debatido

dentro de los grupos asesores en medio ambiente y clima de la Comisión Europea, y han servido para re-orientar la investigación europea en el área mediterránea.

Sin embargo, el proceso de incorporar nueva información sobre la contaminación atmosférica en el sur de Europa que se inició en el tercer Programa Marco de investigación sólo ha seguido hasta el 5º PM. En el 6º, y en el actual 7º PM, la “anomalía mediterránea” ha quedado confinada casi exclusivamente a sus aspectos climáticos, y eso gracias a que el autor ha defendido esa necesidad dentro del External Advisory Group in Global Change and Ecosystems (grupo asesor en cambio global y ecosistemas). De hecho, el área de Química Atmosférica, que incluía toda la investigación sobre procesos atmosféricos en Europa, se liquidó a finales del 5º PM, a finales del año 2002. Por algunas de las razones mencionadas una mayoría de los técnicos y representantes oficiales de los países miembros del norte y centro de Europa estaban convencidos de que ya se sabía todo lo que había que saber, y lo único que hacía falta hacer era legislar, y aplicar la legislación lo antes posible.

Ese conflicto entre lo que se debe saber antes de legislar, y las necesidades (reales o imaginarias) de legislar a toda costa, lo antes posible, ha sido también una fuente de tensiones dentro de la Comisión Europea. Esto es, entre la DG XII (Investigación) y la DG XI (Medio Ambiente), a partir de que esta última, la DG XI, que era Consumer Affairs hasta el año 1986, heredara las responsabilidades ambientales que fueron escindidas de la DG XII en 1986. Esa situación ha dominado la acción legislativa europea a partir del año 1986, a pesar de los esfuerzos de la DG XII por presentar las evidencias necesarias para evitar equivocaciones legislativas irreparables.

Además, y esa es otra parte del problema en el mediterráneo, el conflicto entre la CE y el EMEP ya se había iniciado a principio de los años 1980. Las razones, las mismas: la apreciación por parte de la DG XII de que no se disponía de suficiente información para legislar u “oficializar” procedimientos. Esa situación, como ya se ha mencionado, pasó a ser un conflicto inter CE a partir del año 1986. Y, lo peor de esta situación es que el conflicto ya existía antes de que se iniciara la caracterización de los problemas específicos del Mediterráneo (1988), que se describen en este trabajo.

A pesar de ello, en el momento actual ya se dispone de una nueva visión de la meteorología en el Mediterráneo, que afecta la dinámica de contaminantes, y de su clima, que afecta el ciclo hidrológico. Esta ha sido presentada al Parlamento Europeo y en las contribuciones (side events) que organiza la Comisión Europea (la nueva DG RTD) en las conferencias sobre el Clima de la Naciones Unidas. La situación es que los problemas ambientales en el Mediterráneo siguen ahí, en su momento no se diagnosticaron correctamente, y la aplicación de la nueva directiva europea en el Mediterráneo va a dar tantos problemas que hará falta revisarla. Con este documento se espera contribuir a: saber por qué no se podrá cumplir la actual directiva, y disponer de la información necesaria para corregirla tan pronto llegue la ocasión.

## 2. Antecedentes

### 2.a) *La Conferencia de las Naciones Unidas en Estocolmo, 1972*

La conferencia de la Organización de las Naciones Unidas (ONU) en Estocolmo tuvo lugar del 5 al 16 de junio de 1972 y lanzó el tema del medio ambiente<sup>1</sup> a nivel mundial. Esta conferencia sintetizó los conocimientos, las preocupaciones sobre el Medio Ambiente, y las iniciativas ya en curso, generadas a partir de los grandes episodios de contaminación Atmosférica en los Estados Unidos (Pittsburgh, PA), Canadá (Trail, British Columbia) Reino Unido (Londres), Bélgica (Meuse) y otros lugares desde finales de los años 1940.

En los años previos a la Conferencia de Estocolmo se habían ido preparando una serie de “documentos de trabajo” que sintetizaban el estado de conocimientos en cada área. Uno de ellos contenía las bases científicas<sup>2</sup> para las actuaciones y recomendaciones propuestas en dicha Conferencia. Ese documento fue preparado por el Grupo para el Estudio de Problemas Críticos del Medio Ambiente (Study of Critical Environmental Problems, SCEP), dentro del Consejo Internacional de Uniones Científicas (ICSU). El Chairman de ese Grupo era el Profesor Carroll L. Wilson del Instituto Tecnológico de Massachussetts (MIT) que se ofreció a coordinar la iniciativa. Finalmente, en la preparación del documento participaron más de 70 científicos de todo el mundo, y el texto fue publicado por el MIT Press en 1970 con el título “Man’s Impact on the Global Environment”, Assesment and Recommendations for Action (Ref. 1, y Figura 1). Para referirnos a dicho documento en el resto de este trabajo utilizaremos los términos “el Documento” o “el libro del MIT”.

Al tiempo de la preparación del Documento ya se habían detectado algunos efectos del transporte de contaminantes a largas distancias, esto es, la lluvia ácida<sup>3</sup>. Este problema era el resultado de aplicar “soluciones rápidas”, esto es, la de las “Chimeneas Altas”, como modo de resolver la contaminación atmosférica local por el expeditivo método de mandar los contaminantes más lejos de los focos de emisión. Sin embargo, para el cálculo de dichas estructuras se utilizaban aplicaciones (extrapolaciones) muy “simplistas” de las fórmulas sobre el cálculo de chimeneas industriales<sup>4</sup>. Por esta, entre otras razones, el Documento ponía énfasis en la necesidad de conocer el comportamiento de los contaminantes a escala global y proponía la creación de una red mundial de estaciones que diese datos sobre las concentraciones “de fondo”, y su evolución temporal en puntos muy lejanos de los focos de emisión. La estación de Izaña en Tenerife es una de ellas (ver Sección 2.e).

---

<sup>1</sup> Realmente con un sesgo muy marcado, y casi exclusivo, hacia la contaminación atmosférica.

<sup>2</sup> Hay que distinguir claramente entre los documentos “científicos” para apoyar los debates técnicos o la elaboración del borrador final, y los informes que surgen de las Conferencias Generales de la ONU. Estos últimos no pueden, ni deben, considerarse informes científicos puesto que en la reunión plenaria el borrador final sufre un proceso de consenso en el que se suprimen aspectos (incluyendo evidencias científicas) que puedan resultar “incómodos” a uno o varios países.

<sup>3</sup> Y, puesto que Suecia ya había denunciado este problema y otros (ver la Sección 2.d), pudo haber sido uno de los factores dominantes para que la reunión se celebrara en Estocolmo.

<sup>4</sup> En su formulación se extrapolaban formulismos que habían sido desarrollados para alturas inferiores a unos 60 m y que en muchos casos, por ejemplo, en terrenos mínimamente complejos ya eran de dudosa utilidad, como se mostrará con los resultados del Proyecto Bilbao.

## 2.b) *Los nuevos sensores de componentes atmosféricos*

Para complementar la red global de “medidas de fondo” el Documento proponía mejorar los estudios sobre la dinámica de los contaminantes atmosféricos desde su emisión, a escala local, hasta su dispersión a las escalas regional (ver Sección 3) y global. Esto significaba incrementar y ampliar los estudios de dispersión<sup>5</sup> de contaminantes en la atmósfera en diferentes terrenos y condiciones meteorológicas<sup>6</sup>. Por ejemplo, en terrenos complejos y hasta distancias correspondientes de decenas o cientos de km. Su objetivo era evitar los problemas causados por la mala aplicación de formulismos muy simples, y de los modelos existentes en aquel momento, que eran incapaces de simular la dispersión en condiciones reales<sup>7</sup>. Para ello se proponía medir “en tiempo real” el comportamiento de los contaminantes utilizando plataformas móviles<sup>8</sup>, esto es, vehículos terrestres y/o aviones instrumentados para medir “en movimiento”. También se contemplaba la medida desde globos estratosféricos, desde el transbordador espacial y desde satélites<sup>9</sup>.

Para ese cometido, el Documento mencionaba una nueva serie de “sensores remotos”, basados en técnicas espectroscópicas que podrían permitir detectar, y en su caso medir los componentes atmosféricos sin contacto directo con ellos. Estos sensores se estaban desarrollando en aquella época (circa 1964...), adaptando técnicas de análisis físico (espectroscopía) ya utilizadas en laboratorios y/o en observatorios astronómicos. Entre los retos para su desarrollo estaban: el hacerlos más pequeños<sup>10</sup> (portátiles) y el utilizar fuentes de radiación natural. Estas no se pueden controlar, varían durante el día y fluctúan con las condiciones meteorológicas. Esto los convertía, por tanto en “sensores pasivos”, en contraste con los instrumentos utilizados en laboratorios que disponen de fuentes de radiación controladas y se consideran “sensores activos”. El LIDAR, que analiza la radiación reflejada de un pulso de radiación emitida por un LASER, es otro tipo de sensor remoto “activo”.

El Libro del MIT ya mencionaba varias veces el espectrómetro de correlación dispersiva (dispersive CORrelation SPECTrometer, COSPEC), como un instrumento capaz de medir la distribución espacial de SO<sub>2</sub> y NO<sub>2</sub> en movimiento desde aviones instrumentados. Esta

---

<sup>5</sup> Hasta entonces limitados a distancias pequeñas (cientos de metros), que estaban identificados como fuente de muchos problemas y, en particular, el surgido del uso de Chimeneas Altas. Toda la formulación de los Modelos Gaussianos para el cálculo de la dispersión desde chimeneas, estaban (**y siguen estando**) basados en experimentos de difusión en terrenos totalmente planos, hasta distancias de menos de un km. (de hecho, unos 800 m) de la fuente de emisión.

<sup>6</sup> El termino dispersión de contaminantes utilizado en Norte América y Reino Unido agrupa los conceptos de difusión más transporte, aunque en Europa en 1972-74 se preferían el término transmisión de contaminantes (¡?).

<sup>7</sup> En general, y a pesar de lo que clamen los modelizadores, los modelos de dispersión y química atmosférica suelen ir unos 15 a 20 años, o más, por detrás del estado de conocimientos experimental.

<sup>8</sup> Es curioso como se ha corrompido este término, concebido para **medir en tiempo real y en movimiento**. Actualmente, “estación móvil” denomina una estación fija que puede, a veces con gran dificultad, ser transportada a otro lugar.

<sup>9</sup> El primer Earth Resources Technology Satellite (ERTS-1), luego renomado LANSAT-1 se había lanzado en 1970 como parte de las iniciativas de la NASA de diversificar su programa, pasando de las aplicaciones espaciales a otras, incluyendo el medio ambiente y el clima.

<sup>10</sup> Esas técnicas operan desde plataformas muy estables (sin vibraciones) en laboratorios y observatorios astronómicos. Uno de los aspectos más difíciles en el desarrollo de los nuevos sensores, aparte de hacerlos más compactos, era que resistiesen los efectos de vibraciones para poder operar “en movimiento”.

aplicación ya aparecía en la Encyclopedia Britannica (Edición de 1974), posiblemente, por haber sido el COSPEC el primero de este tipo de sensores en alcanzar su fase de producción comercial. También se había utilizado en varias campañas de medida financiadas por la US EPA y la NASA. Por ejemplo, para estudiar la dinámica del NO<sub>2</sub> en Los Angeles y en San Francisco (Ref. 2), en un proyecto financiada por la US Department of Health Education and Welfare (predecesor de la US EPA), y en otro proyecto que estudió la dinámica de SO<sub>2</sub> sobre Chicago y su área industrial de Gary (en Indiana) financiado por la NASA. Por su relación con el desarrollo de esas técnicas instrumentales y, en particular del COSPEC, destacaremos, entre las personas que participaron en la elaboración del Documento MIT, a Jules Lehman, Morris Tepper y Henry Reichle de la NASA.

### *2.c) Conexiones con la NASA: El desarrollo de sensores remotos*

Morris Tepper era Deputy Director of the Earth Observation Program y Director of Meteorology de la NASA, y responsable, a través de los Scientific Officers Dr. Henry G. Reichle, Dr. Robert Hudson, y Dr. Allan Lefohn, de varios proyectos que contrató la NASA con la compañía Barringer<sup>11</sup> Research Ltd. (BRL) de Toronto, Ontario, Canadá. Como se ha mencionado, todos tenían como objetivo el diseño de sensores electro-ópticos para la de medida remota de componentes atmosféricos de interés ambiental y/o climático. Y, en el caso de BRL se añadía el de la exploración geofísica. Por ejemplo, la detección de depósitos de petróleo en el Artico se ha hecho con sensores de este tipo. En general, y dependiendo de la técnica instrumental, los proyectos tenían varias fases: desde estudiar la posibilidad o factibilidad (feasibility study) del sistema de medida, pasando por el diseño de uno ó varios prototipos para ensayos de laboratorio y de campo. La fase última era la construcción de un instrumento para los ensayos pre-lanzamiento.

Barringer Research se había consolidado como una empresa especializada en el diseño de equipos electro-magnéticos para la exploración geológica desde aviones<sup>12</sup>. Con su sistema INPUT (INduced PUlse Transient) se han descubierto los principales yacimientos mundiales de níquel. Entre sus productos se encontraban los magnetómetros de precesión protónica, y otros sistemas electro-magnéticos para la exploración geofísica que se han utilizado ampliamente por todo el mundo. A principios de los 1960 era el carácter de sensores remotos de sus sistemas, utilizados desde plataformas aerotransportadas, lo que hacía a BRL líder en este campo, ya que sus equipos conseguían coberturas espaciales más amplias, y en mucho menos tiempo, que los sistemas tradicionales de exploración terrestre.

---

<sup>11</sup> Barringer Research Limited había surgido de, y estaba participada por, la empresa SELCO (SElection Trust CO.) del grupo internacional de inversiones mineras del Consorcio Rothschild. El Dr. Anthony (Tony) Rene Barringer había sido el jefe de exploración geológica de SELCO hasta que decidió crear su propia compañía.

<sup>12</sup> Sin embargo, la política empresarial de BRL era diseñar equipos innovadores, las más veces por encargo, hasta la fase de prototipo operativo, y luego transferir el instrumento a la empresa que lo había encargado. En otros casos, una vez desarrollado un prototipo vendía los derechos de fabricación y venta a otras empresas. Por esta razón, BRL fabricaba y comercializaba menos del 10% de sus diseños instrumentales.

## 2.d) *Donde entra el autor de este trabajo*

Con esa filosofía BRL decidió en 1964 (Ref. 3, 4) ampliar su línea de instrumentos de exploración geofísica con sensores electro-ópticos para la medida remota de gases y vapores atmosféricos utilizando técnicas espectroscópicas heredadas de la astronomía (Ref. 5). Para dirigir el nuevo grupo se nombró a (Sir) Joseph (Joe) McDowall (Ref. 6, 7) que había sido el coordinador del Año Geofísico Internacional (IGY)<sup>13</sup> en 1957. Y, para su nuevo grupo, J. McD. contrató a Millán Millán (07/10/1966) como Applied Mathematician (Matemático aplicado). Su cometido era hacer los análisis de sistemas, esto es, obtener las ecuaciones de respuesta (transfer functions) de los nuevos sensores electro-ópticos<sup>14</sup>, y hacer los estudios de transmisión de radiación en la atmósfera.

Entre las nuevas líneas de sensores que la NASA financió a BRL estaban: el Correlation Spectrometer (Espectrómetro de Dispersión) como sistema espectroscópico dispersivo. Este fue desarrollado por Andrew Moffat y Millán Millán (Ref. 8, 9) para medir gases y vapores utilizando radiación natural en las longitudes de onda ultravioleta-visible. El Gas-Cell Correlation Spectrometer (GASPEC) era un sistema espectroscópico no-dispersivo (tipo Filter Radiometer) para operar en el infrarrojo, y fue desarrollado por Robert Dick, Victor Ward y Harold Zwick (Ref. 10). El Correlation Interferometer, también en el infrarrojo, utilizaba la transformada de Fourier del espectro de la radiación recibida por el sensor, fue desarrollado Robert Dick y Rudolf (Rudy) Wiens. Una síntesis de como funcionan esos tres sistemas instrumentales la ha publicado Wiens y Zwick (Ref. 11).

El objetivo del GASPEC y el Correlation Interferometer era investigar la anomalía del sumidero de CO<sub>2</sub> en la atmósfera (the “CO<sub>2</sub> sink anomaly”), y medir la distribución global de éste, y otros gases de efecto invernadero (p.ej., CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O,...). Estos, siguen siendo parte de las grandes incógnitas del sistema climático mundial (IPCC 4AR, 2007), pero ya habían sido identificados en 1968-1971 en los primeros informes sobre el Cambio Climático (ver la Sección 2.e). El GASPEC fue finalmente utilizado por H. Reichle, a principios de los 1980, para medir CO (Ref. 12) desde el transbordador espacial como parte del sistema MAPS (Monitoring of Air Pollution from Space) de la NASA. Finalmente, el uso del Correlation Interferometer, y su lanzamiento al espacio fue retrasándose por problemas técnicos. Su estructura óptica no soportaba la vibración durante la fase lanzamiento y, cuando ya había superado esos problemas, fue uno de los primeros sistemas en sufrir los cortes del programa espacial impuesto por el Congreso Norteamericano.

En el caso del COSPEC, los estudios sobre la transferencia de radiación en la atmósfera, hechos por el autor de este trabajo, mostraron la dificultad de medir desde un satélite gases cerca de la superficie terrestre (esto es, por debajo de  $\approx 5$  km. de altura), utilizando radiación en el ultravioleta cercano. El problema era la presencia de un componente de radiación difusa, procedente de la media y alta atmósfera, con intensidad muy superior a la cantidad de radiación que llega al satélite después de reflejarse desde el suelo y atravesar los gases que se querían medir. Aunque se estudiaron varios modos para resolver este problema (Ref. 13), se llegó a la conclusión de que el COSPEC podría utilizarse mejor con

---

<sup>13</sup> Es interesante destacar que fue a partir de los resultados del IGY cuando se se descubrió el “Agujero de Ozono” en la Antártica

<sup>14</sup> Sin embargo, siguiendo la línea tradicional de BRL, por encargo de la Empresa Falconbridge Mines, el primer trabajo del autor fue diseñar un sistema de carretes electro-magnéticos pareados (tipo Helmholtz) para la medida de sulfuro de níquel en las cintas transportadoras de sus minas en Sudbury (Ontario). Este sistema es el utilizado actualmente como puerta detectora de metales en los aeropuertos.

focos de luz controlados (long path system, Ref. 2), o desde la superficie mirando verticalmente hacia arriba<sup>15</sup> (Ref. 14).

La radiación visible y ultravioleta que llega desde la vertical (el cenit) al suelo, y cuyo origen último es la difusión de la luz del sol en la alta atmósfera, tiene necesariamente que pasar por cualquier nube de gases situada hasta varios km. de altura sobre la vertical del instrumento (Ref. 15). De este modo, la aproximación de medir mirando verticalmente, utilizando la luz del cenit como fuente de radiación del instrumento, lograba darle la vuelta al problema de la radiación difusa de la alta atmósfera, que pasaba así de ser un problema a ser una solución. El COSPEC sólo necesitaba un procedimiento para compensar las variaciones diurnas de la radiación natural, y los efectos producidos por la presencia de nubes en el campo de visión del sensor, que fueron resueltas por el autor para el diseño final del COSPEC (Ref. 16-19). Y, desde las primeras aplicaciones (Ref. 20), la mayoría de las aplicaciones del COSPEC se han realizado en el modo de visualización vertical.

Los estudios de factibilidad (feasibility) y diseño de prototipo para el COSPEC se habían completado a finales del año 1969. Esto permitió que su diseño avanzase mucho más rápidamente que los otros sensores, y fue introducido comercialmente en 1970<sup>16</sup> para medir NO<sub>2</sub> y SO<sub>2</sub> procedentes de emisiones industriales, de tráfico y de volcanes. Mientras tanto, este autor de este trabajo (Millán) había pasado a ser el jefe del tercer proyecto<sup>17</sup> de la NASA para diseñar el COSPEC y otros instrumentos similares para medir otros gases en la atmósfera (NH<sub>3</sub>, CS<sub>2</sub>, OHNO,..), y/o en procesos industriales. Parte de ese trabajo<sup>18</sup> lo utilizó el autor para su tesis doctoral en el Instituto de Estudios Aeroespaciales de la Universidad de Toronto (UTIAS) en 1972 (Ref. 8, 21, 22).

## 2. e) *Cambio Climático: el tema que no se trató en Estocolmo*

Otro documento elaborado para la Conferencia de Estocolmo era sobre el Cambio Climático<sup>19</sup>; el libro “Inadvertent Climate Modification”, a Report of the Study of Man’s Impact on Climate (SMIC) (Figura 1 y Ref. 23) que no llegó a utilizarse<sup>20</sup>. Su preparación fue co-organizada por el mismo grupo del MIT y la Real Academia de Ciencias de Suecia<sup>21</sup>. En él también mencionaba las nuevas técnicas espectroscópicas para la medida

---

<sup>15</sup> Así, una vez superada la primera y segunda fases (feasibility y diseño de prototipo operativo) se pasó directamente a la fase de diseño para aplicaciones ambientales que culminaron con el COSPEC actual en 1970. De este modo el COSPEC, que había sido la primera línea electro-óptica considerada por BRL, fue también el primer sistema instrumento en pasar a una fase operativa generalizada.

<sup>16</sup> El COSPEC fue premiado con el IR-100, a uno de los 100 mejores diseños instrumentales del año 1970, por un panel compuesto de varios Premios Nobel en Boston.

<sup>17</sup> En el proyecto NAS9-11478 se desarrollaron los algoritmos matemáticos para optimizar el diseño del COSPEC. Éstos son aplicables a otros gases con espectros de absorción en el visible-ultravioleta.

<sup>18</sup> Sin olvidar que BRL era una empresa comercial que vivía de sus patentes, y que cualquier método que aparece en una publicación no pueden ser patentado. Esto explica el retraso en la publicación científica de algunos trabajos claves en el diseño del COSPEC (por ejemplo, algunos de los contenidos en las Referencias 14, 16-19 y 22), todas ellas publicadas años después de que BRL hubiesen solicitado las patentes y que el autor se hubiese incorporado como funcionario del Gobierno Canadiense en diciembre de 1972.

<sup>19</sup> El tema del Cambio Climático surge “oficialmente” a partir de la reunión de la ONU en Berlín en 1995. En realidad dicho tema lleva dando vueltas por el “sistema” desde antes del año 1970, como muestra la fecha de publicación (1971) del informe científico preparado para la ONU.

<sup>20</sup> En 1972, la ONU decidió enfrentarse sólo al tema “más cercano”, esto es el del Medio Ambiente.

<sup>21</sup> Esta institución, que otorga los Premios Nobel, lo consideraba más importante que el documento anterior por ser más general, ya que la contaminación atmosférica es sólo uno de los factores contribuyentes.

de gases atmosféricos. En su preparación participó el Dr. R. Edward (Ted) Munn del Servicio Meteorológico de Canadá, y profesor de Micro-meteorología en la Universidad de Toronto donde estaba estudiando el autor (1967-72).

De este modo, al mismo tiempo que el autor trabajaba en el diseño del COSPEC en BRL (1966-71) era doctorando en la Universidad de Toronto, y participó en la preparación de revisiones bibliográficas y otros documentos para R.E. Munn. Por ejemplo, la selección de los emplazamientos de las estaciones de fondo, que era parte de las recomendaciones del Documento anterior (Ref. 1) fue coordinada por H.-W. Georgii (líder de uno de los grupos de trabajo del SMIC) y por R.E. (Ted) Munn (como representante del SCEP y de la OMM). De hecho, la selección del observatorio de Izaña, en las Islas Canarias, ofertada por la Delegación española en la Organización Meteorológica Mundial, se hizo después de una reunión de W.-H. G. y R.E.M con el autor (Millán) antes que éste regresara a España desde Canadá a finales del año 1981<sup>22</sup>.

### **3. Los programas Europeos en Medio Ambiente y Clima**

En los años siguientes a la Conferencia de Estocolmo (Circa 1973-74) la Comisión de las Comunidades Europeas (CCE, y actualmente la Comisión Europea, CE) comenzó a financiar la investigación en Medio Ambiente para cumplir con las recomendaciones, y los compromisos adquiridos en dicha Conferencia, y para apoyar el futuro desarrollo de directivas europeas en contaminación del aire<sup>23</sup>. En 1972 la Comisión de las Comunidades Europeas (CCE) inició la coordinación de las actuaciones en Medio Ambiente de los estados miembros a través de las nuevas Acciones COST propuestas por Francia. Con relación a este trabajo se pueden destacar siguientes Acciones COST en el dominio 6 (Air Pollution-Atmospheric Chemistry Domain): la 61a (1972-1976), la 61b (1981-1985), la 611 (1986-1990), y el cluster 615, 616, 617, 618 denominado Citair (1993-1998), y dentro del Dominio de Meteorología (7) han sido importantes las COST 710, 715, y la actual 728

#### *3.a) La conexión canadiense con los programas europeos en medio ambiente y clima*

En 1972 Canadá creó su Ministerio de Medio Ambiente (Environment Canada) que incorporaba, entre otros organismos, al Servicio Meteorológico de Canadá. El Dr. Munn fue entonces nombrado Director Científico de la Inter-Environmental Research Branch en el nuevo servicio meteorológico: Atmospheric Environment Service (AES) de Environment Canada y, contrató algunos de sus colaboradores y doctorandos de la Universidad de Toronto, incluyendo al autor en diciembre de 1972. Finalmente, en 1973 la Comisión de las Comunidades Europeas pidió oficialmente la cooperación de Canadá para lanzar el Programa Europeo en Medio Ambiente (Físico-Química Atmosférica) y Clima, e invitó a que el AES participase en la (primera) Acción COST (61a) sobre el Medio Ambiente.

Para este cometido, el Gobierno de Canadá designó los doctores Douglas Whelpdale, especializado en relaciones internacionales y aspectos legislativos, y Millán Millán,

---

<sup>22</sup> En vez del emplazamiento de las Azores ofertado por Portugal.

<sup>23</sup> Toda la investigación financiada por la CE es de tipo pre-normativo y/o de apoyo a los compromisos internacionales de la Unión Europea, por ejemplo, para la Convención del Transporte a Larga Distancia o la del protocolo de Kioto.

especializado en el diseño de estudios de dispersión de contaminantes, transporte de contaminantes a larga distancia (Ref. 24, 25), y en la interpretación meso-meteorológica de los datos de campo (Ref. 19, 26). Para dichas campañas se utilizaban el COSPEC y otros sensores remotos como el LIDAR. Además de informar a los directivos de la CE (entonces CCE) de los programas y estudios de dispersión de contaminantes en curso en EEUU y Canadá, el autor entrenó científicos y técnicos del Reino Unido, Alemania, Francia, Bélgica y Holanda (ver más abajo) en sus áreas de especialidad.

Al autor también le tocó entrenar y reconvertir un grupo de científicos, funcionarios de la CCE, formado por personas dedicadas hasta entonces a la separación de isótopos radioactivos, para crear el Instituto de Medio Ambiente<sup>24</sup> de la CCE en el Centro de Investigación Conjunta (Joint Research Centre en Ispra, Italia), que utilizó parte de la infraestructura del EURATOM. Desde entonces hasta ahora<sup>25</sup>.

### *3.b) Los programas experimentales de la Comisión de las Comunidades Europeas*

Como se ha mencionado en la Sección 2.b, los estudios de dispersión de contaminantes en diferentes tipos de terreno y condiciones climáticas se consideraban como una prioridad, y en ese contexto la CCE organizó las seis Campañas Europeas (de 1975 a 1983) para la Medida de la Contaminación Atmosférica con Sensores Remotos (Ref. 27-29), en cuyo diseño participó el autor, y cuya finalidad era caracterizar la dinámica de los contaminantes atmosféricos en varias regiones de Europa, intercomparar e intercalibrar los (entonces) nuevos sensores remotos<sup>26</sup>, y optimizar modelos de dispersión<sup>27</sup>. Además, durante esos años, a través de las Acciones COST en el dominio de Medio Ambiente, la CCE recibía información sobre la situación en los estados Miembros, y se elaboraban las listas de nuevos problemas ambientales para incluir en las prioridades de los programas de investigación europeos.

A la incorporación de España y Portugal en la CCE (enero 1986) la lista de problemas identificados en la región mediterránea incluía, por ejemplo: las altas concentraciones de ozono observados en las costas mediterráneas y su “peculiar comportamiento” durante el día (Figura 2), los altos niveles de nitratos depositados por vía atmosférica sobre el mar mediterráneo, la fluctuación diurna de los vientos locales que hacían poco utilizables los modelos de dispersión existentes<sup>28</sup>, y el fallo sistemático de los modelos de predicción meteorológica en el caso de las grandes inundaciones de otoño en la cuenca

---

<sup>24</sup> Cuya dirección fue ofrecida al autor en 1986 después de la entrada de España en Comisión de las Comunidades Europeas. El autor, que era entonces el jefe de la Unidad de Medio Ambiente del CIEMAT, declinó la oferta por razones personales.

<sup>25</sup> Entre las  $\approx 300$  personas de varios países europeos y de la CCE entrenadas por el autor, entre 1974 y 1981, algunas han llegado a ser: un Comisario Europeo de Investigación (del 5 PM), otro sub-Ministro de Medio Ambiente (Francia), Directores Generales de Medio Ambiente en Alemania, Bélgica, Dinamarca, Holanda y Reino Unido, y varios jefes de Unidad y Scientific Officers de la CE.

<sup>26</sup> En algunas de las Campañas Europeas llegaron a participar hasta 19 COSPECs y 3 LIDARes.

<sup>27</sup> Un concepto simplista que sigue vivo desde comienzos de los años 1960. La optimización de modelos, que ya consideraba la US Environmental Protection Agency en su creación en 1969 como algo inmediato y finalista, pero que aún no se ha resuelto.

<sup>28</sup> En alguno de los textos de la Directivas Europeas se menciona el “no ubicar sensores de ozono en la costa y picos de montañas donde cambia el viento”. Esta es una de las típicas meteduras de pata arrastrada desde entonces, y que no corrigió la DG XI. Posiblemente los burócratas de Bruselas quieren que todo el clima europeo sea como el de Holanda, y que el concepto de vientos dominantes (unidireccionales) sea igual en toda Europa.

mediterránea<sup>29</sup>. En el orden climático, y a más largo plazo, ya se anticipaban posibles problemas con el agua, y el ciclo hidrológico en el sur de Europa.

### 3.c) *Primeras evidencias sobre la presencia, y efectos del ozono troposférico en la cuenca mediterránea*

Desde mediados de los años setenta se tenía constancia de la existencia de daños en cultivos mediterráneos causados por ozono. Éstos fueron detectados casi simultáneamente en varios países, aunque los informes no aparecieron hasta fechas muy posteriores y diferentes. Por ejemplo, los de Israel se publicaron el año 1978 (Ref. 30), los de Italia en 1986 (Ref. 31) y los de España en el Delta del Ebro en 1989 (Ref. 32).

En esa época (circa 1975-83), los altos niveles de ozono troposférico observados en las pocas estaciones existentes en la costa mediterránea y, en particular, su evolución en forma de onda cuadrada durante el día (Figuras 2, 21, 22), se consideraban “anómalos” o “inexplicables”, o causadas por problemas con los instrumentos de medida. En primer lugar porque no se esperaba la existencia de ozono troposférico en esta región y, en segundo lugar porque, una vez comprobados los sensores, los ciclos observados no se comportaban siguiendo las “pautas aceptadas” en contaminación atmosférica (en aquel momento). Esto es, el ciclo diurno no se parecía en nada al de Los Ángeles (ver 16.c), ni las concentraciones variaban inversamente proporcional a la velocidad del viento.

Además, desde el años 1980 (al 1996), los informes anuales preparados por el EMEP no identificaban al ozono como un problema en el área mediterránea. El EMEP era (es) parte del Co-operative Programme for Monitoring and Evaluation of the Long-Range Transmission of Air Pollutants in Europe. Este, había surgido de los compromisos adquiridos en la Conferencia de Estocolmo, y fue finalmente lanzado en 1979, a pesar de las reticencias de Inglaterra, Holanda y Alemania, que ya desconfiaban (con razón) del modelo y procedimientos que se iban a utilizar.

La situación a la que se ha llegado puede considerarse como un ejemplo perfecto de lo que ocurre cuando se “oficializa” un modelo sin haber sido validado correctamente. El caso del EMEP con su deficiente modelo Lagrangiano de dispersión, y la cabezonería de algunos de sus técnicos (p.ej., David Simpson) en afrontar las nuevas evidencias es (desgraciadamente) típico<sup>30</sup> de lo que ocurre cuando aparecen nuevas evidencias experimentales que cuestionan los “conocimientos aceptados”, o los “procedimientos oficiales”. Esa situación ha contribuido a distorsionar la nueva Directiva Europea<sup>31</sup> (2007), y a confundir el problema del ozono y otros problemas de contaminación atmosférica en el sur de Europa, particularmente el área mediterránea, durante más de 30 años. Y, lo peor de todo es, que en 1979 ya se sabía que no podría funcionar.

---

<sup>29</sup> Esta solían ocurrir con un anticiclón sobre Europa y altas presiones. El pronóstico solía ser de buen tiempo.

<sup>30</sup> Para cuando se llegaron a convencer de que su modelo Lagrangiano no funcionaba y adoptaron otro Euleriano (que tampoco funciona adecuadamente) han transcurrido más de 20 años. Sin embargo, nadie ha dado marcha atrás para corregir la legislación (inoperante en el sur de Europa) a la que ha contribuido la colaboración EMEP-IIASA y su modelo EMEP-RAINS.

<sup>31</sup> En algún momento (circa 1988) los técnicos del EMEP defendieron que ya no eran necesarios los programas europeos en química atmosférica porque se disponía de “todas” la herramientas necesarias para resolver los problemas de contaminación atmosférica en Europa. En la opinión y experiencias del autor, ese, y otros comentarios similares, amplificadas por la DG XI (Medio Ambiente), son los que posiblemente contribuyeron a parar los proyectos de investigación europeos en esos temas.

A pesar de ello, en junio del 1983, durante la Sexta Campaña Europea para la Medida de la Contaminación Atmosférica con Sensores Remotos (Ref. 33), en Fos-Berre, Marsella (Francia), el avión instrumentado Falcon del DVL alemán, detectó altos niveles de ozono en los flujos de retorno de la brisa de mar. Esto sugería que los contaminantes emitidos en las costas durante el período de brisa de mar, y/o sus productos derivados, podían retornar hacia el mar en altura, como se había documentado en los Grandes Lagos de Norteamérica por Lyons & Olsson (Ref. 34), Lyons & Cole (Ref. 35, 36) y Portelli et al. (Ref. 37).

La formación de estratos de reserva sobre el mar, y su fumigación sobre las zonas costeras el(los) día(s) siguiente(s) y, por tanto, la posibilidad de que se desarrollasen recirculaciones verticales y acumularan contaminantes sobre las zonas costeras y el mar durante varios días consecutivos, fueron algunas de la hipótesis avanzadas por el autor y presentadas a los miembros de la Acción COST 61b en Bruselas<sup>32</sup> en 1983. Éstas hipótesis fueron finalmente utilizadas tres años más tarde, después de la entrada de España en la CCE, para preparar la oferta del proyecto MEso-meteorological Cycles of Air Pollution in the Iberian Peninsula (MECAPIP).

La propuesta fue preparada en respuesta a una convocatoria especial de proyectos del año 1986, que ampliaba el plazo de presentación de ofertas (de otra cuyo plazo ya se había cerrado), a fin de que pudiesen participar los nuevos estados miembros (España y Portugal). La oferta fue evaluada durante el año 1987 y el contrato se firmó en enero de 1988 aunque, siguiendo con la línea de investigación de la CCE, mucho del trabajo de campo inicial y de acumulación de datos experimentales se había hecho entre los años 1982 y 1987. La presentación de estas evidencias experimentales es, precisamente, parte de este trabajo.

Por tanto, se puede considerar que el conocimiento actual sobre los procesos atmosféricos que dominan las concentraciones de ozono en la cuenca Mediterránea comienza en 1979. Ese año, técnicos de la Escuela de Ingenieros Industriales de Bilbao (profesor Lucio Alonso) habían hecho un seguimiento del penacho de la Central Térmica de Andorra en Teruel, para el Ministerio de Industria de España, justo una semana antes de la Cuarta Campaña Europea de Medida de Contaminantes con Sensores Remotos (1979) alrededor de la Central Térmica de Turbigo (ENEL) en el Valle del Po (Italia).

En ambos casos se utilizaron unidades móviles instrumentadas con COSPEC (12 unidades en Turbigo), y los penachos de las CCTT mostraron comportamientos similares. Esto es, con un giro en su dirección de  $\approx 180^\circ$  durante el día (ver Sección 8). En Italia el giro se atribuyó a la alternancia de los vientos de valle (nocturnos) y de ladera (diurnos). En España, fue la primera vez que se consideró que la formación de la Baja Térmica Ibérica durante los días de verano (Ref. 38) pudiera afectar esos cambios de dirección. Así, los datos del avión instrumentado obtenidos en Fos Berre, ya mencionados, sirvieron para confirmar la idea sobre las recirculaciones verticales (ver Sección 8).

---

<sup>32</sup> Aún se esperaba que España ingresara en el Mercado Común (CCE) a principios de 1984.

#### **4. El entorno mediterráneo y su meteorología (I): Síntesis general**

El Mediterráneo es una región de características únicas. Está situado en las latitudes subtropicales donde tres continentes convergen alrededor de un mar interior grande, profundo y relativamente caliente con una temperatura abisal de  $\approx 13^\circ \text{C}$ , en contraste con los  $\approx 4^\circ \text{C}$  de los océanos. Las diferencias climáticas respecto a Europa Central son bien conocidas: el Mediterráneo es más caluroso y más seco. Menos apreciadas pero igual de importantes son las conexiones entre estas condiciones climáticas y la orografía altamente compleja del área mediterránea. Su trazado incluye varias penínsulas de costas extensas y, exceptuando las costas de Libia y Egipto, está rodeado de altas montañas.

La región se divide en tres sub-cuencas, como muestra la Figura 3 (Ref. 39). Al Oeste, la Cuenca Occidental se extiende desde la península Ibérica hasta los Apeninos y, en dirección norte-sur desde los Alpes Marítimos en el sur de Francia hasta la cordillera del Atlas en la costa norte de Africa. Esta cuenca está totalmente rodeada por altas montañas. La Cuenca Central incluye el mar Adriático desde los Apeninos hasta los Balcanes, y al sur incluye el mar Jónico desde la costa este de Túnez, al sur de Sicilia, cruzando el golfo de Libia hasta una línea imaginaria norte-sur que se extiende desde la península Balcánica hasta la costa de Libia. Finalmente, la Cuenca Oriental (o Levantina) sigue desde el este de dicha línea hasta las costas de Israel y el Líbano e incluye los mares Egeo y Negro.

Con respecto a la información "clásica" sobre la meteorología en el Mediterráneo (Ref. 38, 39), los conocimientos se han actualizado en los últimos 30 años gracias a la información obtenida en tres de las seis Campañas Europeas de Medida de Contaminación Atmosférica con Sensores Remotos y en otros proyectos de investigación financiados por la Comisión Europea (ver Agradecimientos). Mucha de la información meteorológica ya existía, de forma dispersa, y la originalidad de los proyectos fue integrarla en el contexto de la dinámica de los contaminantes, buscar las circulaciones atmosféricas responsables de los altos niveles de ozono en el mediterráneo y, en particular, buscar la conexión y continuidad de las circulaciones atmosféricas desde la escala local a la regional.

Por ejemplo, uno de los primeros resultados de los proyectos europeos (Ref. 40, 41) fue mostrar que los procesos meteorológicos en la cuenca mediterránea en verano están dominados por dos grandes sistemas meteorológicos, semipermanentes, ubicados en cada extremo de la cuenca (Figura 3). Ahora sabemos que estos sistemas pueden considerarse como dos grandes engranajes que engarzan sobre la cuenca Central. Al Oeste se sitúa el anticiclón de las Azores, y al Este el gran sistema de bajas presiones monzónico que se extiende desde el suroeste asiático hasta el oriente medio (llamado por otros como la Depresión Persa).

Como resultado pueden producirse diferencias de presión de 30 a 40 hPa entre la costa atlántica de Portugal y las costas de Israel. Por otra parte las depresiones móviles procedentes del Atlántico, con sus sistemas frontales "clásicos", tienden a pasar por el norte de los Alpes (Figura 3b, Ref. 40) y, aproximadamente, entre los dos sistemas principales, el "flujo sinóptico medio" se desvía hacia el Sur desde el Centro-este Europeo y la gran llanura húngara, por los mares Negro, Egeo y la cuenca levantina hacia el Norte de Africa.

La Figura 4 es una imagen de Europa Occidental y Norte de Africa, sintetizada con datos obtenidos por un satélite NOAA, que muestra las diferencias entre la Europa húmeda al norte de los Pirineos, y la más seca en el sur de Europa y Norte de África. Menos evidente pero

igual de importante es que la Europa marrón (más seca), esencialmente al sur de los Alpes y Pirineos, es parte de una zona muy montañosa que rodea la Cuenca Mediterránea Occidental. La península ibérica, en particular, consiste en una interfase abrupta entre un océano frío, el Atlántico, y el mar Mediterráneo cálido y profundo.

Desde el punto de vista de un “air pollution meteorologist”, como consideraba al autor la CE, y respecto a los estudios experimentales de dispersión de contaminantes, las condiciones descritas deberían alertar sobre ***los efectos orográficos, que deben ser el primer punto a considerar, con respecto a la dinámica de contaminantes atmosféricos en esta región.*** Esta aproximación, y esa filosofía subyace en todo este documento. Se han utilizado extensamente en España, y se mostrará para el caso de Bilbao, cuyo proyecto tuvo la mayor continuidad.

Las propiedades del suelo y las cadenas montañosas que rodean la cuenca mediterránea occidental propician el desarrollo de: brisas de mar y de ladera y/o combinaciones de éstas, dependiendo de la orientación de las laderas y de las costas. Adicionalmente, las condiciones semi-áridas en algunas regiones favorecen la formación de celdas convectivas extensas y profundas, con largas líneas de convergencia, y/o bajas térmicas sobre las zonas terrestres durante el día, en verano. Así, subordinados a los dos sistemas meteorológicos primarios, otros sistemas meso-escalares se desarrollan durante el día que producen inyecciones verticales profundas sobre las masas terrestres, y hundimientos compensatorios generalizados (subsidiencias) sobre los mares adyacentes.

Por ejemplo, el desarrollo de la Baja Térmica Ibérica, y su intensa actividad convectiva, produce subsidiencias sobre la cuenca balear, el Mar Cantábrico y la fachada atlántica portuguesa de la Península Ibérica. La línea de convergencia a lo largo de los Apeninos en Italia produce subsidiencia sobre los Mares Tirreno y Adriático y también afecta la subsidiencia sobre la cuenca balear. La Baja de Anatolia produce subsidiencia sobre el Mar Negro y el Mar Egeo que refuerzan, a su vez, las condiciones advectivas que imponen las bajas presiones asiáticas. En verano estos sistemas mesoescalares llegan a dominar los flujos regionales durante el día (Ref. 41). Y, como veremos en este documento, en la cuenca occidental se auto-organizan para producir las re-circulaciones verticales que acumulan los contaminantes (y el vapor de agua) sobre el mar, hasta unos 4000 m a 5000 m de altura.

La Cuenca Mediterránea Central está situada en la frontera natural entre los dos grandes sistemas. De modo que cualquier cambio en el campo de presiones puede afectar de forma abrupta el equilibrio entre la situación sinóptica y los procesos meso-escalares, y determina si éstos se desarrollan, o no, durante el día. Así, se puede esperar que las circulaciones meso-escalares sean más frecuentes en ambos extremos de la cuenca (Bajas Ibérica y de Anatolia), donde dominan los sistemas principales. A todos los efectos, la meteorología sobre el Norte de Italia, donde "engranan" los sistemas principales en verano, es bastante diferente de la del resto del Mediterráneo, puede considerarse como una extensión del Centro de Europa.

***Por tanto el segundo punto a considerar, con respecto a la dinámica de los contaminantes atmosférica en toda la region mediterránea, en verano, es el marcado ciclo diurno de las circulaciones meso-escalares en sus diferentes subcuencas.***

Finalmente, durante el verano también se pueden producir invasiones periódicas de aire frío en altura desde las latitudes altas hacia la cuenca occidental, cada 3 a 10 días. Estas perturbaciones se propagan desde aproximadamente la vertical de las Islas Británicas, cruzan Francia hacia la cuenca occidental, y pueden dar lugar al levantamiento, parcial o total, de las

masas de aire acumuladas en esta región (ver Sección 16). Adicionalmente, si se ha acumulado una gran masa de aire cálido y húmedo sobre la cuenca occidental, que es potencialmente inestable, las depresiones frías en altura pueden profundizarse y alcanzar la superficie cuando llegan a la cuenca. Cuando esto ocurre, se llevan la humedad acumulada sobre el Mediterráneo a otras regiones, siguiendo trayectorias de retorno hacia el Norte y noreste, que pueden producir lluvias muy intensas en el Centro y Este de Europa en verano.

Los efectos de este tipo de depresiones, cuyos recorridos siguen trayectorias en forma de **V**, y que pueden crecer de forma explosiva sobre la Cuenca Mediterránea Occidental en verano, eran conocidos por los meteorólogos alemanes desde finales del siglo XIX. Ellos las llamaron trayectorias tipo **V<sub>b</sub>** (Quinta<sup>b</sup>, Ref. 42). Sin embargo, hasta hace sólo unos años no se conocían los mecanismos capaces de recargar todo el vapor de agua necesario para alimentar las lluvias e inundaciones observadas. Estos mecanismos, que se presentan en este trabajo, son ahora conocidos gracias a los proyectos europeos mencionados (Ref. 43).

## **5. Los primeros grandes proyectos en la Península Ibérica**

### *5.a) Conexiones con la actividad internacional*

En España los programas en contaminación atmosférica también comenzaron a coordinarse después de la conferencia de las Naciones Unidas en Estocolmo, hacia finales del año 1972. En esta iniciativa se agruparon las actuaciones del Ministerio de Sanidad (aspectos de salud pública), y las del Ministerio de Industria (temas de emisiones industriales y dispersión en la atmósfera), con la participación de otros Ministerios y el Instituto Nacional de Meteorología. La coordinación se llevó a cabo por la Comisión Inter-Ministerial del Medio Ambiente (CIMA). Adicionalmente, el Ayuntamiento de Madrid tenía uno de los programas más completos para la medida de contaminantes atmosféricos (SO<sub>2</sub> y humos negros).

El primer gran proyecto sobre la contaminación atmosférica en España, incluyendo sus aspectos dinámicos, se inició en Bilbao donde se había instalado una red de sensores de SO<sub>2</sub> (marca Philips) que la empresa IBM había integrado, con torres meteorológicas, en un sistema controlado por un ordenador central. Este proyecto, junto con otro similar en Venecia, también liderado por IBM, y el de la optimización de la red de sensores de Holanda (Ref. 44), liderada desde el Instituto de Salud Pública (RIV), actualmente de Salud Pública y Medio Ambiente (RIVM), pueden considerarse como las tres primeras grandes iniciativas europeas para optimizar redes de sensores de contaminación atmosférica.

Sin embargo, existían diferencias fundamentales entre los proyectos de IBM en Bilbao y en Venecia, y el del RIVM en Holanda. Los de IBM estaban supeditados directamente a la implementación de un modelo Gaussiano de dispersión atmosférica siguiendo las iniciativas de la US EPA de 1968 y eran de aplicación local (escala de ciudad). En Holanda el planteamiento se hizo a escala nacional (estado), se partía con una red de 279 estaciones instrumentadas con sensores Philips<sup>33</sup> de SO<sub>2</sub>, con un coste anual de mantenimiento casi astronómico, y se apostó por el procedimiento desarrollado en el Atmospheric Environment Service (AES) de Canadá. Dentro de las actuaciones descritas en la Sección 3.a, dicho procedimiento había sido presentado por el autor a representantes de varios países europeos

---

<sup>33</sup> Desplegados, precisamente, para promocionar este sensor desarrollado en Holanda. Los mismos sensores Philips se utilizaron en Bilbao, Venecia, los EEUU, Canadá y otros países.

que visitaron Canadá durante los años 1972 y 1973 (Bélgica, Dinamarca, España, Holanda, Italia, Francia, Polonia, Reino Unido y República Federal Alemana) y, posteriormente, fue presentado a la mayoría de los participantes de la Acción COST 61 en Roskilde (Dinamarca) en 1974.

### 5.b) Instrumentación y métodos

El procedimiento consiste básicamente en:

- (a) La toma sistemática de datos los mismos días de la semana en cualquier tipo de tiempo, durante, al menos, un año climatológico. Las medidas se hacen con unidades móviles instrumentadas con sensores remotos COSPEC y medidores de SO<sub>2</sub> (inmisión) de respuesta rápida, “para medir en tiempo real y en movimiento” el comportamiento de los penachos y de las masas de aire contaminadas.
- (b) La agrupación de los resultados en patrones de dispersión tipo correspondientes a las situaciones meteorológicas dominantes en cada zona de trabajo, y
- (c) El ajuste y optimización de un modelo, o conjunto de modelos, de dispersión hasta que reproduzca las situaciones observadas, y las transiciones de una a otra(s), con énfasis en los tránsitos a condiciones episódicas.

En sus estadios iniciales el método AES había sido desarrollado por Leon (Lee) Langan, presidente de Environmental Measurements Inc. (EMI) de San Francisco, en cooperación con el autor en Barringer Research Ltd, (BRL) de Toronto, Canadá (Ref. 20). El procedimiento fue adoptado por el Ministerio de Medio Ambiente de Canadá (Environment Canada) después de su creación, y la incorporación del autor al Atmospheric Environment Service (AES), en 1972. Así, al potencial de las nuevas técnicas instrumentales, de sensores remotos ó de teledetección (en Francia), el AES aportaba los casi 40 años de experiencia del Servicio Meteorológico de Canadá en la interpretación micro- y meso- meteorológica de la dinámica de contaminantes atmosféricos (Ref. 45), incluyendo los estudios clásicos de Trail en la Columbia Británica (Ref. 46, 47) y se beneficiaba, adicionalmente, de la activa participación de su director científico (R.E. Munn) en los comités internacionales ya mencionados.

En el AES se le dio la base meteorológica a la interpretación de los datos y se optimizaron los procedimientos para obtener parámetros para los modelos de dispersión gaussianos (sobre-elevación y las  $\sigma_y$ ), incluyendo criterios de promediado y proyección de los perfiles obtenidos (Ref. 24, 48). En AES se desarrollaron nuevos procedimientos para utilizar el COSPEC en condiciones de poca luz. Esto es, para extender su rango de aplicación desde antes de la salida del sol, hasta últimas horas de la tarde después de su puesta (Ref. 49-51). Estas condiciones suelen corresponderse con alta estabilidad atmosférica y, en el caso de condiciones matinales, permiten caracterizar las condiciones de flujo estable establecidas durante la noche. Los procedimientos son asimismo aplicables en altas latitudes en invierno con elevaciones solares muy bajas. En el AES también se ampliaron los estudios, ya iniciados por el autor en BRL, sobre los efectos de la turbidez atmosférica (Ref. 14) en las lecturas del COSPEC.

El proyecto de optimización de la red de sensores de Holanda se midió de forma sistemática durante cuatro años consecutivos (1976-80) con cuatro laboratorios móviles instrumentados con COSPEC. Y, a principio del año 1981, se disponía de modelos de dispersión optimizados para las condiciones meteorológicas de Holanda (Ref. 52-54). Siguiendo los trabajos de AES, también se estudió el comportamiento del COSPEC para medir SO<sub>2</sub> en condiciones de alta

turbidez atmosférica y nieblas (Ref. 55). Finalmente, el número de estaciones de la red optimizada en Holanda se redujo de las 279 iniciales a 61. Siendo este número la suma de: 29 estaciones situadas en los emplazamientos óptimos, más otras 32 situadas en ayuntamientos y otros edificios públicos que eran "políticamente inamovibles" (Ref. 56).

A finales del año 1981 las iniciativas de IBM no parecían dar los resultados prometidos ni en Venecia ni en Bilbao mientras que la red de sensores de Holanda estaba ya optimizada<sup>34</sup> y en funcionamiento<sup>35</sup>. Y, cuando las responsabilidades en Medio Ambiente fueron transferidas al Gobierno Vasco, éste inició un nuevo proyecto basado en la caracterización experimental de las condiciones dispersivas reales de la zona, siguiendo el método AES, como paso previo al desarrollo de modelos adaptados a éstas. Las medidas experimentales se iniciaron en 1982 instrumentando dos pequeñas furgonetas para poder desplazarse con agilidad en condiciones de tráfico intenso y/o alternar recorridos por carreteras secundarias y/o rurales o, incluso, pistas forestales. La Figura 5 muestra uno de los vehículos utilizados.

Cada uno de los vehículos llevaba un sensor COSPEC para la medida remota de SO<sub>2</sub> y otro sensor de inmisiones de respuesta rápida (Sign-X). Como se ha mencionado en la Sección 2.c, el COSPEC mide el SO<sub>2</sub> (o NO<sub>2</sub>) por espectroscopía molecular utilizando como fondo la radiación UV del cenit, de modo que no necesita "tocar" la nube de SO<sub>2</sub>. También puede medir en cualquier tipo de condición atmosférica, incluso con lluvia (Ref. 57, 58). Esto permite tomar datos experimentales en "todo tiempo" y evita el síndrome tan extendido de obtener "datos experimentales sólo en condiciones de buen tiempo". Cuando esto ocurre, al no caracterizarse las condiciones dispersivas en otras situaciones atmosféricas (muchas veces más frecuentes que las de tiempo despejado), se introducen sesgos importantes en la interpretación y modelización de los datos.

Así, el COSPEC se utiliza para medir la cantidad total de SO<sub>2</sub> sobre la vertical del vehículo en cualquier condición meteorológica, desde aproximadamente media hora antes de la salida del sol hasta media hora después de su puesta. El sensor (Sign-X) había sido desarrollado en 1968 en los Brookhaven National Laboratories para los primeros estudios de dispersión desde chimeneas altas en los Estados Unidos (Ref. 59), tiene su toma de aire sobre el techo del vehículo y se utiliza para definir el área de impacto del penacho una vez que éste ha llegado al suelo.

De este modo, las unidades móviles sirven para definir la trayectoria de los penachos, a los que pueden seguir durante muchos km<sup>36</sup>, incluyendo su trayectoria en altura, desde su punto de emisión hasta que llegan a impactar en el suelo (Ref. 25, 60, 61). Esta combinación de instrumentos se ha utilizado en EEUU, Canadá, Europa, Australia y Japón para optimizar redes de sensores de calidad del aire. Fue evaluada por la US EPA para medir emisiones de chimeneas industriales (Ref. 62-64), y ha sido utilizada para medir flujos transfrontera de SO<sub>2</sub>

---

<sup>34</sup> Durante este periodo hubo conversaciones entre BRL y Philips, para transferir los derechos de fabricación y venta del COSPEC a la empresa holandesa, que no fructificaron.

<sup>35</sup> El macro modelo desarrollado por RIVM, optimizado, esencialmente, para la dispersión de contaminantes primarios (SO<sub>2</sub>), ha estado en operación 29 años (1980-2009). Actualmente, se contempla su sustitución por otro mejor adaptado a simular la formación de contaminantes secundarios y foto-oxidantes (ozono).

<sup>36</sup> Típicamente, una emisión de 5 kg/s de SO<sub>2</sub> se puede seguir hasta unos 100 km. de distancia, o incluso más lejos, de la chimenea. Emisiones de 25 kg/s se han seguido de forma sistemática a más de 500 km. (Ref. 25, 60) y, en condiciones favorables emisiones de unos 15 kg/s se han seguido a más de 1500 km. de distancia (Ref. 61).

entre la República Federal de Alemania y sus países vecinos (Ref. 65-67). El COSPEC también se sigue utilizando en todos los observatorios volcánicos<sup>37</sup> del mundo para medir las emisiones de SO<sub>2</sub> (Ref. 68-73).

Las unidades móviles se desplazan sobre una red de carreteras pre-seleccionadas para poder cortar las trayectorias del penacho, o caracterizar los movimientos de la masa de aire en una cuenca determinada, independientemente de la dirección del viento. Normalmente, los datos se representan con un perfil de barras verticales (calibradas), que parten de las carreteras recorridas por las unidades móviles sobre mapas de la zona especialmente preparados para esta tarea. Por ejemplo, las posiciones de los focos de emisión, o de las chimeneas más importantes, aparecen marcadas con una señal (\*) en rojo. Para cada trayecto los perfiles de datos se abaten sobre el mapa de forma que se produzca el menor solape posible con los datos de los recorridos anterior y posterior.

## **6. Las primeras evidencias experimentales del Proyecto Bilbao**

### *6.a) Efectos topográficos*

Los resultados del proyecto Bilbao se han utilizado para mostrar algunas de las situaciones observadas e ilustrar el procedimiento descrito. La parte superior de la Figura 6 ilustra el comportamiento del penacho de la Central Térmica de Santurce en Bilbao en condiciones neutras, i.e., nublado y viento fuerte del NW en superficie y en altura (NW real), paralelo al monte situado detrás de la CT (el Serantes). En la parte inferior de la misma figura se muestran los perfiles de SO<sub>2</sub>, en altura y en superficie, obtenidos con las unidades móviles en las carreteras marcadas en la cuenca del Nervión un día de condiciones meteorológicas similares (23 de septiembre de 1982 entre las 12:30 y 14:30 UTC). En este caso no se detectan efectos aerodinámicos apreciables sobre el penacho de la CT.

El comportamiento de este penacho cambia tan pronto el viento en altura adquiere una componente perpendicular a la cadena montañosa que hay detrás, como muestran las Figuras 7 a 10. Con estos ejemplos se ilustran algunos problemas en la interpretación de datos en terreno complejo, y en particular, cuando las fuentes industriales no mantienen una emisión constante y los sensores de viento no están adecuadamente ubicados. En el caso de Bilbao, las situaciones con vientos en altura que dan lugar a desprendimientos aerodinámicos que se canalizan posteriormente por la Ría (Figura 9) dejan de observarse si la CT no funciona (caso frecuente), en cuyo caso el campo de concentraciones en superficie es similar al de una canalización con NW real (Figura 6).

Otra situación que ocurre cuando los vientos en altura producen un desprendimiento a sotavento de una montaña, que se canaliza posteriormente por la Ría, lo ilustra la Figura 10. En este caso las concentraciones justo a lo largo de la Ría son similares a las de una canalización con NW real, pero son diferentes en una línea paralela a la Ría, situada más hacia el interior, cuyo eje pasa aproximadamente por el complejo de Petronor. Aparte de poder dar lugar a atribuciones de impactos equivocadas, ese comportamiento deja también de ocurrir cuando la CT no está en funcionamiento.

---

<sup>37</sup> El COSPEC ha debutado en el film "Un pueblo llamado Dantes Peak" y en la serie de la BBC "How to survive St. Helens".

En resumen, si sólo se mide el campo de vientos en superficie, se corre el peligro de atribuir a una misma situación meteorológica (viento del NW en superficie) tres campos de concentraciones, que pueden ser totalmente diferentes si la CT está en funcionamiento y los vientos en altura tienen componentes desde Oeste (Figura 7) a Norte (Figura 10), o sus intermedios (Figura 8). Sin embargo, si la CT no está en funcionamiento, los campos de concentración en superficie afectados por emisiones más bajas y las canalizaciones, pueden ser muy similares aunque los vientos en altura provengan del sector W a N.

#### *6.b) Oscilaciones horizontales y volcaduras verticales de la masa aérea*

Las Figuras 11 y 12 ilustran otra situación frecuente en las zonas costeras del Sur de Europa. Esto es, un ciclo en el que la masa aérea contaminada oscila bajo la influencia consecutiva de los vientos de drenaje (estables) nocturnos, que la desplazan hacia el mar, y la formación de la brisa de mar el día siguiente que la vuelven a entrar tierra adentro. Los datos son también del estudio de Bilbao y las Figuras 13, 14 muestran la caracterización experimental de un ciclo de este tipo el 22 de julio del año 1982. La Figura 15 muestra otros dos casos de alineamiento extremo en dirección sur del penacho de la CT de Santurce a final de un ciclo de drenaje y re-entrada de la misma masa aérea con la brisa de mar.

La Figura 16 muestra otra situación “rara”, en condiciones de la meteorología clásica de las latitudes medias europeas pero, sin embargo, muy frecuente en la Cuenca Mediterránea. Esto es, la de una volcadura de la masa aérea contaminada cuando los contaminantes son inyectados en los flujos de retorno de la brisa de mar, y la brisa dura suficiente tiempo (condiciones veraniegas) para que gran parte de ellos vuelvan hacia el mar con los flujos de retorno en altura. Finalmente la Figura 17 muestra otras situaciones frecuentes en las zonas costeras del Sur de Europa. Estas están relacionadas con la variación estacional de las propiedades del suelo (humedad, estado de la vegetación) y la temperatura del mar, que determinan el contraste de temperaturas tierra mar y, a su vez, si los flujos en drenaje se bloquean al llegar al mar y si las brisas de mar llegan a dispararse, o no, el día siguiente. Estas condiciones y procesos no son normalmente consideradas en los modelos de dispersión más comunes.

Finalmente, el diagnóstico de las salidas (derrame) y re-entradas de contaminantes forzadas por la oscilaciones de las brisas mar-tierra fue hecho durante el episodio de noviembre de 1981 (Ref. 74). Esta fue la interpretación que dio lugar al lanzamiento del proyecto de optimización de la red de sensores del Gran Bilbao. Los primeros resultados y los primeros indicios de la existencia de un forzamiento meteorológico a escala mayor que la puramente local se publicaron en 1984 (Ref. 75), y los posibles efectos de la Baja Térmica Ibérica se presentaron en el 4º Simposio sobre el comportamiento de los contaminantes atmosféricos, de la Comisión Europea, en 1986 (Ref. 76).

## **7. Más evidencias experimentales de otros proyectos en la Península Ibérica**

#### *7.a) El giro diurno de los penachos de Centrales Térmicas costeras*

La Figura 18 muestra un caso de giro del penacho de la CT de Andorra (Teruel) similar a los observados en la campaña de medidas de 1979, mencionada en la Sección 3.c. La Figura 19 muestra otro ejemplo de giro del penacho, en este caso de la CT de Castellón. En el segundo

caso los datos corresponden a un proyecto encaminado a minimizar el impacto de la CT, que manchaba las naranjas con puntos negros (carbonilla ácida) en el campo de Castellón de la Plana. Las medidas experimentales del comportamiento de este penacho en 1987 pueden considerarse como una primera validación experimental de las hipótesis sobre los efectos de la Baja Térmica Ibérica (Ref. 75, 76,), ya incorporadas en la oferta del proyecto europeo MECAPIP (**ME**so-meteorological **C**ycles of **A**ir **P**ollution in the **I**berian **P**eninsula, (Ref. 77, y Sección 9).

#### *7.b) El hundimiento, y confinamiento vertical de la capa límite en la costa*

Durante la campaña de la CT de Castellón se volvió a observar el comportamiento "peculiar" de la capa límite atmosférica, ya observado en Bilbao (Figura 12). Sin embargo, en esta ocasión se disponía de sondeos atmosféricos sistemáticos. En el caso de Castellón, el estrato de la brisa de mar tenía una estabilidad neutro-inestable (Figura 20 a las 14:00 UTC) asociada a un marcado gradiente de temperaturas entre el agua del mar (cálida) cerca de la playa, y más fría a cierta distancia de la costa. Este tipo de situación ya se había observado en las costas del Lago Erie durante las campañas de medida en la CT de Nanticoke en Ontario, Canadá (Ref. 37), donde también se había observado una marcada oscilación en la profundidad de la brisa durante el día, ya en conflicto con las teorías más aceptadas en ese momento (Ref. 78).

Sin embargo, el aspecto diferencial más obvio observado con respecto a experiencias anteriores era que el crecimiento de la capa límite durante la mañana y mediodía era seguido por un hundimiento persistente y sistemático durante la tarde, como muestran los sondeos en la Figura 20. En algunas ocasiones, en la costa de Castellón la profundidad de la capa límite llegaba a hundirse por debajo de 150 m, en una situación similar a la observada visualmente en Bilbao (Figura 12).

#### *7.c) El ozono troposférico en la costa mediterránea española*

Finalmente, otra situación "anómala" encontrada en Castellón, en línea con otras evidencias ya acumuladas en otros emplazamientos mediterráneos costeros, y mencionada en la Sección 3.c, estaba relacionada con el comportamiento del ozono troposférico. Durante la campaña de la CT de Castellón en 1987 se estudió la dispersión del SO<sub>2</sub> emitido por sus chimeneas y, adicionalmente, se midió el ozono, como muestra la Figura 21. Parece que estos datos relacionan por primera vez (¿?) las altas concentraciones de ozono, de nivel casi constante, con el período de la brisa de mar. Con anterioridad se disponía de datos obtenidos en el Delta del Ebro a finales de los años 70 y principios de los años 1980 que relacionaban los altos valores de O<sub>3</sub> con el período diurno. Estos fueron vistos por el autor cuando trabajaba en el CIEMAT, pero no se han podido localizar para este informe. La Figura 22 muestra la relación brisa-ozono obtenida ya como parte del proyecto MECAPIP y la forma de onda cuadrada (Figura 2) que tanto había llamado la atención en los órganos consultivos de la Comisión Europea (COST 61a y siguientes).

Aparentemente, el hecho de que las concentraciones de ozono en el Delta del Ebro se mantuviesen casi constantes durante el día, sin exhibir un ciclo diurno "clásico" parecido al de Los Angeles, había complicado la atribución de las concentraciones, sentando dudas sobre la calidad de las calibraciones y/o estabilidad de los instrumentos de medida (y podría explicar que los datos se hubiesen desechado). El autor recuerda unos datos similares presentados por el Dr. A. Liberti del CNR de Italia (Circa 1978) en una reunión del COST en Bruselas, y las dudas expresadas por el resto de los miembros del comité sobre la calibración de los sensores

de ozono. De este modo, con los datos de O<sub>3</sub> en el Delta del Ebro ocurrió una situación similar a la que tuvo IBM con la interpretación de los niveles de SO<sub>2</sub> en Bilbao, por utilizar escenarios-interpretaciones-modelos pre-existentes procedentes de lugares con orografía, clima y dinámica atmosférica diferentes. En el caso de Bilbao se desechaban los datos, al creerlos erróneos, o se ponía la red a calibrar, sin saber que los vientos del W en altura producían un desprendimiento real y una situación como la que muestra la Figura 9.

## 8. Resumen de los resultados experimentales acumulados a 1986

A la incorporación de España en 1986 en la Comunidad Económica Europea (CEE, actual Unión Europea), los conocimientos acumulados sobre el comportamiento de los contaminantes en diversas zonas de la Península Ibérica, *y sus interpretaciones*, eran los siguientes:

1. Efectos topográficos en la dispersión en terreno complejo, y en particular en terreno con interfase tierra mar, como se ha ilustrado en las Figuras 6 a 10.
2. Oscilaciones de las masas aéreas contaminadas con una dependencia estacional marcada por los contrastes de temperatura tierra mar y las propiedades del suelo (Figuras 11 a 14).
3. El confinamiento vertical de la capa superficial de la brisa de mar observado visualmente en Bilbao (Figura 12), y documentado con sondeos atmosféricos en Castellón (Figura 20).
4. El hundimiento progresivo durante la tarde de la profundidad de capa de la brisa en la costa mediterránea (Figura 20). *Estos comportamientos "anómalos" respecto a las teorías de la capa límite de la época, sugerían el posible efecto de una subsidencia compensatoria más intensa, y más extensa, que la puramente resultante de una brisa de mar "local, o clásica".*
5. La brisa de mar continuaba (en Bilbao) después de que la formación de nubes de estancamiento sobre las zonas costeras disminuyera el calentamiento solar local (Figuras 14, 15). *Junto con las evidencias anteriores reforzaba el concepto de un posible forzamiento de la brisa por un proceso de escala mayor (¿peninsular?).*
6. Volcadura de la masa aérea por la brisa de mar (Figura 16). *Esta, junto con los datos obtenidos en la Sexta Campaña Europea en Fos-Berre, planteaba, la posibilidad de que produjesen recirculaciones verticales de los contaminantes en las zonas costeras. Adicionalmente, la poca profundidad del estrato superficial de la brisa observado a últimas horas de la tarde vuelve a reforzar la posibilidad de subsidencias compensatorias sobre las zonas costeras procedentes de un posible forzamiento más intenso, y a una escala superior a la puramente local.*
7. El re-alineamiento de los penachos emitidos en las zonas costeras (Figuras 10, 14, 15, 18 y 19) y en Andorra (Teruel) hacia el interior de la península durante el día, sintetizados en la Figura 23.
8. Niveles altos de ozono en la costa mediterránea, mantenidos durante el período de la brisa de mar (Figuras 21, 22), recurrentes durante varios días consecutivos. *En principio, estos comportamientos podrían explicarse por la presencia de grandes estratos de reserva sobre el mar que, a su vez, requieren para su formación la existencia de subsidencias y estratificaciones a gran escala.*

Excepto por las situaciones claramente atribuibles a los efectos orográficos (presentadas en la Sección 6.a), todas las demás estaban asociadas a la formación de la Baja Térmica sobre la

Península Ibérica, como el ejemplo que muestra la Figura 24, y volvían a reforzar el concepto de un forzamiento meso-meteorológico a escala peninsular.

## **9. Proyecto MEso-meteorological Cycles of Air Pollution in the Iberian Peninsula (MECAPIP)**

A mediados de 1986 la CE publicó una convocatoria de proyectos sobre Medio Ambiente y Clima en la que se esperaban ofertas procedentes de los nuevos Estados Miembros (España y Portugal). La oferta del proyecto MECAPIP se preparó para esta convocatoria, considerando los aspectos ya mencionados. Los datos básicos y las hipótesis de trabajo derivadas han sido publicadas por la CE en el informe final del Proyecto MECAPIP (Ref. 77), y aquí se presenta sólo un resumen:

### *9.a) Síntesis de las evidencias experimentales*

- Se había documentado que los penachos de las industrias y CCTT ubicadas en las zonas costeras giraban hacia el interior de la península a partir del mediodía en verano (Figura 23).
- El re-alineamiento y convergencia hacia el interior coincidía con la formación de la Baja Térmica Ibérica.
- En las zonas costeras de la cuenca mediterránea se producían brisas de mar que entraban altos niveles de ozono (Figuras 21 y 22).
- El crecimiento de la capa de brisa no parecía seguir las pautas "clásicas", y tendía a quedar confinado verticalmente a menos de unos pocos cientos de metros de profundidad.

Por otra parte, el seguimiento experimental de penachos que sintetiza la Figura 23 no se habían obtenido de modo simultáneo. Los perfiles que muestran el comportamiento de los penachos se habían obtenido en campañas diferentes, en años y/o días distintos, aunque todos ellos en condiciones meteorológicas similares (p.ej., la formación de la baja térmica ibérica, como muestra la Figura 24). Por tanto, y dadas las reticencias ya existentes para aceptar las nuevas evidencias, era necesario establecer unas relaciones causa-efecto inequívocas entre el desarrollo de la baja térmica y la convergencia de los penachos hacia el interior de la península. Para ello, era necesario documentar su comportamiento con medidas simultáneas en diferentes partes de la península. Y, para poder convencer a los (escépticos) espectadores europeos y españoles, la simultaneidad de medidas se consideraba un requisito imperante para el diseño del proyecto.

### *9.b) Hipótesis de trabajo consideradas en la elaboración del proyecto*

Para la elaboración del plan de trabajo y diseñar el despliegue instrumental se partió de las siguientes hipótesis y *conclusiones derivadas*:

1. La convergencia ocurre a nivel peninsular, y está asociada a la formación de la Baja Térmica Ibérica.
2. ***Para mantener la continuidad, la convergencia de los vientos en superficie requiere: una inyección generalizada en altura, y una divergencia a nivel superior.***
3. ***La convergencia en superficie, la inyección en altura y la divergencia a niveles altos, todas bajo la influencia del Anticiclón de las Azores, requieren así mismo, para mantener la continuidad de los flujos, que se produzcan subsidencias compensatorias***

*(hundimientos generalizados) sobre las zonas que permanecen más frías durante el día. Esto es, sobre los mares y zonas costeras circundantes a la península.*

4. El mar es el sumidero de energía más estable durante el ciclo diurno de calentamiento solar. ***Por tanto se puede esperar que la convergencia de vientos sobre la superficie esté dominada por el desarrollo de las brisas de mar.***
5. También era ya conocido que en las costas respaldadas con montañas, en particular las orientadas al Sur y Este se puede esperar un desarrollo temprano de las brisas de mar (Ref. 45), y que en esos casos los vientos de ladera pueden reforzar la brisa de mar y crear una brisa combinada de mar y vientos de ladera, que puede ser más intensa que la suma de sus componentes (Ref. 79), y que denominaremos "brisa combinada" en el texto que sigue.
6. ***Los flujos divergentes en altura bajo el efecto de las subsidencias compensatorias a escalas local-regional, y todas bajo la subsidencia general (a escala mayor) del anticiclón de las azores, producen estratificaciones sobre el mar y las zonas costeras.***
7. ***Los estratos formados llevan los contaminantes emitidos en las costas y sus transformados químicamente (p.ej. ozono) y actúan como estratos de reserva sobre el mar.***
8. La brisa se produce con un estrato ligeramente inestable a neutro, lo que indica una premezcla convectiva (o una fumigación) del ozono de las capas de reserva sobre el mar.
9. ***Por tanto, se puede suponer que el ozono que entra la brisa viene fumigado desde estratos de reserva, así mantiene sus niveles casi constantes, y no tiene porqué seguir un ciclo fotoquímico "clásico".***

#### 9.c) Despliegue instrumental

La descripción detallada del despliegue instrumental, incluyendo su justificación y los grupos participantes, se encuentra en el informe final del proyecto MECAPIP (Ref. 77). En el programa de medidas experimentales participaron: El CIEMAT, El Instituto de Medio Ambiente del Centro Común de Investigación (JRC ISPRA) de la Comisión Europea, el Centro Nacional de Sanidad Ambiental del Ministerio de Sanidad, la Universidad Complutense de Madrid, la Escuela TS de Ingenieros Industriales de Bilbao, e Hidroeléctrica Española (HE, actual Iberdrola).

Hidroeléctrica Española apoyó con el uso de sus laboratorios de análisis químicos en la Central Térmica de Castellón, permitió la emisión de trazadores desde sus chimeneas, llevó a cabo sondeos meteorológicos en la Casa de Bombas del puerto de Castellón, y prestó apoyo logístico en la búsqueda de emplazamientos para los instrumentos y torres meteorológicas a lo largo del Valle del Mijares. También se contó con el apoyo de Iberduero (actual Iberdrola con una torre meteorológica de 25 m en el País Vasco), del Instituto Nacional de Meteorología (Centro Zonal de Valencia) y del Ayuntamiento de Valbona (Teruel). Adicionalmente se utilizaron:

- Datos de las redes de calidad del aire de Bilbao y Cartagena,
- Laboratorios móviles instrumentados con sensores COSPEC y sensores de respuesta rápida para el seguimiento en tiempo real, y en movimiento, de los penachos de SO<sub>2</sub> emitidos por las CCTT de Castellón, Santurce (Bilbao) y Andorra (Teruel).
- Estaciones de medida y datos de torres meteorológicas (10 m) (Figura 26) en los puntos indicados en la Figura 25.
- Sondeos con globos cautivos (Figura 26) en: Grao de Castellón, Sichar (Castellón), Valbona (Teruel), Finca del Encin (Madrid), Valle de Losa (Burgos) y Delta del Ebro (Tarragona).

- Emisión de trazadores ( $C_7F_{14}$  y  $C_8F_{16}$ ) desde la CT de Castellón (JRC ISPRA, Figura 26).
- Datos del avión instrumentado HS-125 (Figura 27), contratado por el Instituto de Medio Ambiente del Centro Común de Investigación (Joint Research Centre, JRC) ISPRA, de la CE.

La concreción experimental de las hipótesis de trabajo, incluyendo el despliegue instrumental y las rutas del vuelo instrumentado para el proyecto **MECAPIP**, aparecen en la Figura 25. Las Figuras 26 y 27 muestran algunos detalles del despliegue instrumental. Las mediciones con el avión instrumentado se hicieron usando dos modos de vuelo diferentes: en diente de sierra y en abanico.

## 10. Resultados de los vuelos instrumentados

### 10.a) *Vuelos en plano vertical con trayectorias en diente de sierra*

En la modalidad de vuelo "en diente de sierra", el avión ascendía a la altura máxima planificada y se ponía en pérdida (flaps y spoilers al máximo), con los motores a plena potencia. De este modo el avión caía a una velocidad relativamente moderada hasta unos 100 m del suelo. En ese momento se retraían los spoilers y progresivamente los flaps para conseguir un ascenso rápido hasta el nivel de referencia deseado, y así sucesivamente hasta el final del recorrido. Las líneas de subida y descenso se denominan "tramos" ó patas, y en inglés flight legs. Los detalles y objetivos para los vuelos en "diente de sierra" fueron los siguientes:

Transecto A-B-C, Vuelo en diente de sierra desde la vertical de Denia (Alicante) hasta el NE de Barcelona manteniéndose sobre el mar a distancias de entre 40 km. y 60 km. de la costa, con una aproximación mínima (vértice) en frente de la desembocadura del río Mijares (Castellón). Este vuelo, **antes de la salida del sol**, tenía como objetivos:

- (1) Documentar la estructura térmica y la presencia de estratos de reserva de contaminantes (ozono) sobre el mar.
- (2) Caracterizar el alcance sobre el mar (penetración) de los flujos de drenaje de los principales valles (Turia, Palancia-Mijares, Ebro).

El número de tramos "o patas" típico de este recorrido era de unos 15. Un ejemplo de los datos obtenidos en este tipo de vuelo lo muestra la Figura 28. La línea roja marca la primera pata del vuelo, de descenso (ver comentarios en el pie de la figura) en la que se obtuvo el perfil de temperaturas de las 0527-0537 UTC. Éste muestra nueve estratos separados por niveles en los que cambia el perfil de temperaturas. El primer, y más profundo estrato, de unos 1200 m de grosor, muestra un perfil de temperatura adiabático seco. A este siguen otros estratos de diferentes grosores.

Transecto D-E-F, Regreso del vuelo anterior (en diente de sierra) sobre las planicies costeras, con vértice sobre el valle del Ebro. Este vuelo, a la salida del sol, tenía como objetivos:

- (1) Documentar la continuidad y extensión de la estructura térmica y la de los estratos de reserva de contaminantes (ozono) desde la costa (en flujo de drenaje superficial) hacia el mar.

(2) Documentar el flujo de drenaje del valle del Ebro.

Transectos G-H (ida) y H-G (regreso), en diente de sierra desde la vertical de la plataforma de carga de la Refinería de Castellón hasta, aproximadamente, la vertical de Guadalajara (dependiente del tráfico en Barajas). Los objetivos de este vuelo eran:

- (1) Documentar la entrada de la brisa de mar por el valle del río Mijares hacia el centro de la Península en dos estadios diferentes de penetración (p.e., mañana y tarde).
- (2) Determinar la estructura térmica en ambos estadios de penetración y caracterizar la formación de estratos de retorno

El número de tramos o "patas" típico de este recorrido era de 10 a 12. Un ejemplo de los datos obtenidos en este tipo de vuelo lo muestran las Figuras 29-31.

Circuito H-I-J-K-K1-H en diente de sierra alrededor de Madrid, cuyo objetivo era documentar la evolución de la capa de mezcla sobre el área central de la Península.

Transectos L-M-N (ida) y N-M-L (regreso), en diente de sierra desde la vertical (aproximada) del Molar (Madrid), pasando por Burgos hasta aproximadamente la vertical del puerto de Orduña (Burgos), hacia el aeropuerto de Bilbao. Inicialmente el vuelo de ida debería haber tenido lugar a últimas horas de la mañana y el de regreso, después de repostar en el Aeropuerto de Bilbao, a media tarde. Los objetivos de estos vuelos eran similares a los de los trayectos G-H y H-G ya presentados, o sea:

- (1) Documentar la estructura térmica y de contaminantes a lo largo de este recorrido y, en particular,
- (2) Documentar la estructura y penetración de la brisa de mar desde Bilbao hacia la meseta castellana.

Recorrido N-P-Q, y Q-P-N en diente de sierra desde la vertical de San Sebastián a la de Santander a la llegada y al regreso. Los objetivos de estos vuelos sobre la costa cantábrica, eran similares a los de los recorridos A-B-C y D-E-F sobre la costa Mediterránea, esto es:

- (1) Documentar la evolución de la estructura térmica (estratos) sobre la costa Cantábrica.

*10.b) Vuelos en "abanico" (pan flights), con altura constante sobre el terreno)*

La modalidad de vuelo "en abanico" estaba pensada para seguir los trazadores emitidos desde la CT de Castellón. En este caso el avión ascendía a la altura de termalización, o sobre-elevación, del penacho de la CT de Castellón, observada visualmente, y mantenía esa misma altura (unos 400 m) sobre el terreno durante el vuelo. De este modo, la superficie en la que reside la trayectoria del avión tiene a una altura inicial de: p.ej., 400 m sobre la línea de costa, y pasaba por a altitudes que variaban desde los 1400 m sobre los llanos de Barracas (Castellón a una cota de  $\approx 1000$  m), a unos 2400 m sobre algunas cumbres del Maestrazgo (Sierra de Gudar, Teruel) y Javalambre, con cotas de  $\approx 2000$  m. Durante estos vuelos la trayectoria del avión era en "eses" suficientemente amplias para asegurarse que se entraba y salía de los bordes del penacho de la CT con el objeto de poder obtener valores de referencia "o cero" de las concentraciones de los trazadores emitidos desde la CT.

Durante la campaña de medidas se hicieron vuelos en abanico a dos escalas espaciales

diferentes. La primera incluía una trayectoria en el campo cercano de la CT de Castellón, sobre un recuadro de aproximadamente 40 km. x 40 km. y la segunda, a continuación y después de repostar, para cubrir el campo lejano de la CT, y de la Ciudad de Castellón (como fuente de precursores de ozono), sobre un recuadro de 100 km. x 100 km. Las trayectorias de ambos vuelos sobre un mapa topográfico se muestran en la Figura 32. Ejemplos de los resultados obtenidos se muestran en las Figuras 33-35.

#### 10.c) *Experimento con trazadores: primera estimación de las recirculaciones verticales*

Para validar las hipótesis sobre las recirculaciones verticales, como origen del ozono en las zonas costeras, el proyecto MECAPIP incluyó un lanzamiento de trazadores en la campaña de julio del 1989. Los compuestos  $C_7F_{14}$  y  $C_8F_{16}$  se emitieron desde una de las chimeneas de 150 m de la CT de Castellón una vez iniciada la brisa de mar, y fueron seguidos a nivel de la superficie con puntos de muestreo, situados cada 500 m, a lo largo de Arcos pre-establecidos (Figura 36) los captosres estaban dotados con filtros que se renovaban cada media hora. Para el transporte de los trazadores en altura se utilizó el avión instrumentado. La posición del punto de emisión (PORT) y los Arcos utilizados para la captura en superficie se muestran en la Figura 36.

El sumario de los resultados se incluye en la Tabla I. La primera emisión de  $C_7F_{14}$  se hizo el 19 de julio de 1989, y se inició a las 0900 UTC. El trazador se detectó a partir de las 1030 UTC en los puntos 9 a 20 del Arco 31, marcado en verde en la Figura 36, y situado a una distancia media de  $\approx 27$  km. del punto de emisión. Estos datos arrojan una velocidad media del viento de unos 5 m/s ( $\approx 18$  km/h), que es consistente con la velocidad media de la brisa de mar en Castellón (Figura 2). El trazador siguió siendo detectado hasta el final del periodo de muestreo a las 1200 UTC. Sin embargo, ese día el trazador no llegó a detectarse sobre el Arco #2 (en rojo, y a unos  $\approx 80$  km. del punto de emisión) ya que el muestreo terminó antes de que el trazador pudiese haber llegado a esa distancia. Esto es, el tiempo medio de viaje de la masa aérea costera (a unos 18 km/h) hasta el Arco #2 es superior a las 4 horas.

El día 25 de julio se lanzaron los dos trazadores: el  $C_7F_{14}$  desde la superficie y el  $C_8F_{16}$  desde la chimenea, mezclado con las emisiones de la CT. El eje del penacho emitido alcanzó unos 400 m de altura, igual a la altura de la chimenea más la sobre elevación del penacho. En ese día la brisa adquirió una componente sureste (en vez de la dirección más frecuente del Este). Ninguno de los trazadores fueron detectados en los dos Arcos pre-establecidos y, rápidamente, se instrumentó un nuevo Arco (azul en la Figura 36) para poder seguir la penetración de la brisa hacia el noroeste.

El último lanzamiento de  $C_7F_{14}$  se hizo el 27 de julio de 1989 y comenzó a las 1002 UTC. Los datos del avión instrumentado se muestran en la Figura 37, donde se pueden observar los valores más altos aproximadamente en la línea central del vuelo. En la superficie, ese día se detectaron el  $C_7F_{14}$  y el  $C_8F_{16}$  de modo simultáneo en los tres Arcos, y la detección comenzó al mismo tiempo que se inició el lanzamiento del trazador. La detección continuó en todos los puntos de los tres arcos hasta el final del periodo de muestreo a las 1330 UTC.

El hecho de que la detección comenzara al mismo tiempo que la emisión, esto es, antes de que el flujo superficial pudiese haber llegado a cualquiera de los Arcos, y que se detectara de forma simultánea el trazador  $C_8F_{16}$ , que había sido emitido sólo una vez dos días antes,

indica que ambos trazadores estaban ya presentes y mezclados en la masa de aire costera 48 horas después de su emisión el día 25. Esto indica que ambos trazadores habían recirculado verticalmente durante esos dos días.

Finalmente, el hecho de que el trazador  $C_7F_{14}$  no se detectara en ninguno de los arcos el 25 de julio, esto es, seis días después de su primera emisión el 19 de julio, sugiere que la nube del trazador ya había salido de la zona experimental. Esta información da una estimación inicial para el tiempo de renovación de la masa aérea que recircula verticalmente en las circulaciones costeras de unos 5 días (ver la Sección 16).

## **11. Estructura de la Baja Térmica Ibérica: Deducciones del análisis de datos y simulación con modelos numéricos**

En los estadios de planificación del proyecto MECAPIP se partió de la hipótesis de que el campo de vientos generado por la Baja Térmica Ibérica podría consistir en una circulación atmosférica que se auto-organiza durante el día. Puesto que la temperatura de la superficie del mar es la menos afectada por el calentamiento solar diurno, se mantiene como un sumidero estable de energía para los procesos de origen térmico diurnos. Como resultado, una de las hipótesis de partida (Sección 9.b. Punto 4) fue que las circulaciones que gobiernan el desarrollo del sistema total son las brisas de mar. Y, se esperaba que éstas crecieran en intensidad y alcance a costa de incorporar otras circulaciones más débiles como los vientos de ladera, hasta el desarrollo total del sistema a escala peninsular durante el día.

Los datos de las campañas experimentales (Figuras 29-31 y 35) sugerían que la sección Este-Oeste de la Baja Térmica Ibérica a últimas horas de la tarde podría tener varias celdas circulatorias anidadas entre sí: Una celda costera mediterránea con desarrollo temprano por la orientación de las laderas hacia el Sur y Este, que se extiende de 80 a 100 (+) km. hacia el interior. Otra celda sobre la Meseta Central y cuenca aérea de Madrid, apoyada sobre las laderas sur del Sistema Central. Finalmente, se esperaba el desarrollo de otra celda costera sobre la costa atlántica de Portugal (cuya documentación no entraba dentro del proyecto MECAPIP). También, se podía esperar que la celda atlántica tuviese un desarrollo tardío debido a la orientación de las laderas hacia el Oeste. Así mismo se detectó la subsidencia compensatoria entre las celdas costera y central, como indican las Figuras 29-31. Sin embargo, la estructura real que presentan las Secciones siguientes es más compleja.

### *11.a) Modelización numérica (I), desarrollo y estructura de la brisa combinada*

La simulación numérica de los procesos observados se inició con el Regional Atmospheric Modelling System (RAMS versión 3b, Ref. 80), y ha seguido un proceso relativamente continuo desde el final del proyecto MECAPIP y los siguientes hasta el presente (Sección 15). Los objetivos de la modelización han sido básicamente: (1) rellenar los huecos espaciales y temporales que dejan los datos experimentales, esto es, para la interpolación de campos de viento, y (2) estudiar las interacciones entre los procesos a varias escalas. Los dominios de modelización anidados que se han utilizado los muestra la Figura 38.

La modelización en el primer dominio (#1) de 1440 km. x 1184 km. se ha hecho con una retícula de 16 km. x 16 km. En el dominio medio (#2) de 360 km. x 296 km. la retícula ha sido de 4 km. x 4 km, y de 2 km. x 2 km. en el dominio fino (#3) de 180 km. x 148 km, que se muestra también en la Figura 32, que estaba centrado sobre la zona de los vuelos en

"abanico" y la red de sensores de Castellón. Para cada dominio de simulación, el tamaño de las retículas de cálculo ha sido seleccionado de modo que el modelo reproduzca entre un 90% y un 95% de la varianza impuesta por la orografía (Ref. 81).

Las Figuras 39 a 41 (Ref. 82) muestran un primer ejemplo de las simulaciones: el desarrollo de la brisa combinada en el plano vertical cuya traza se muestra en la Figura 38b. Esta simulación de la componente vertical del campo de vientos ilustra como la brisa combinada penetra hacia el interior incorporando sucesivas celdas de los vientos de ladera y confirma la interpretación de las observaciones visuales previas sobre la evolución del campo de nubes (pequeños cúmulos) que se presentaron en la Ref. 77, y otras apreciaciones sobre los desfases espaciales y temporales observados entre los cúmulos que marcan los frentes de la brisa combinada y la detección de los contaminantes procedentes de la costa (turbidez), como se observa en la Figura 42.

#### *11.b) Modelización numérica (II), formación de líneas de convergencia y áreas de subsidencia*

Las Figuras 43 a 46 muestran otra perspectiva del desarrollo de la brisa combinada el día 27 de julio de 1989. Para este ejemplo, la simulación de las líneas de corriente se ha hecho sobre el dominio #2 (con retícula de 4 km. x 4 km) y las figuras muestran el campo de vientos simulado a unos 57,3 m sobre la superficie. También se muestra el campo de vientos sobre plano vertical en el que se efectuaron los vuelos instrumentados "en diente de sierra" ese mismo día. Las secciones verticales han sido preparadas partiendo del campo de vientos en 3D, multiplicando la componente vertical x10, y proyectando el campo resultante sobre el plano de vuelo del avión, cuya traza se muestra con una línea de trazos en las figuras de las líneas de corriente.

La Figura 43 muestra los vientos de drenaje que se han desarrollado por la noche a lo largo del valle del Mijares a las 04:00 UTC y la confluencia de otros flujos de drenaje iniciados en las cimas de las montañas. Cuando llegan al mar se encuentran con vientos del sur. A las 12:00 UTC, la línea sombreada en la Figura 44 muestra el frente de la brisa a diferentes distancias de la costa. A las 16:00 UTC (Figura 45) las líneas de corriente muestran que la brisa combinada ha penetrado casi 90 km. a lo largo del valle del Mijares-Palancia y se ha unido a la que entra por el valle del Turia. De hecho, la penetración máxima es por el valle del Turia hacia los montes de Albarracín.

La Figura 45 muestra también que los frentes de las brisas combinadas que entran por los varios valles se han unido y forman una larga línea de convergencia (sombreada en rojo). La Figura 46 muestra la continuidad de ese proceso de consolidación de los frentes en largas líneas de convergencia, aunque pueden mantenerse otras líneas más cortas sobre algunas cimas montañosas (p.ej., Javalambre). Finalmente a las 18:00 UTC de ese día (Figura 46) el modelo indica que partes del frente de brisa han penetrado más de 100 km. hacia el interior.

#### *11.c) Análisis de los resultados*

Algunos resultados de la modelización son los siguientes:

- Confirman que la posición del frente de la brisa combinada depende de la orografía y que evoluciona durante el día,
- Muestran que los frentes de las brisas forman líneas de convergencia y,

- Las líneas de convergencia tienden a auto-organizarse a escala peninsular y forman la estructura interna de la Baja Térmica Ibérica. Por ejemplo, la estructura para el 20 de julio de 1989 (Figuras 29-31) la muestra la Figura 47

Un aspecto importante de dicha auto-organización es que las líneas de convergencia tienden a quedarse ancladas sobre las cimas de las principales cadenas montañosas. Sin embargo, como muestra las Figuras 44-46, los frentes de las brisas pueden seguir penetrando durante el día por los valles y corredores naturales que unen la costa con el interior. En estas zonas las líneas de convergencia se re-estructuran y no se quedan fijas. Adicionalmente, la distancia de penetración de las brisas varía de un día a otro en diferentes zonas (Ref. 83, 84) y, consecuentemente, la estructura final de la Baja Térmica Ibérica también puede cambiar de un día a otro.

Otro aspecto está relacionado con la altura de inyección y la formación de los estratos de retorno. Como muestran las Figuras 39-41 y 43-46, la altura de inyección crece durante el desarrollo de la brisa<sup>38</sup>, alcanza un máximo a media tarde y decae rápidamente antes de la puesta del sol. Sobre las zonas donde el frente se queda anclado la evolución es similar con máximas alturas de inyección durante la tarde. Estos dos aspectos son importantes a la hora de interpretar los datos obtenidos en perfilamientos sobre el mar (Sección 14).

Otro aspecto significativo se deduce de la Figura 47, y afecta directamente la dispersión de contaminantes atmosféricos en las zonas interiores de la península, y el uso de modelos. Es la presencia de subsidencias importantes entre las líneas de convergencia de las celdas circulatorias principales. Esta situación confirma las interpretaciones iniciales de algunos datos experimentales sobre las zonas en las que se observaba menos ozono y/o aire más seco entre las celda costera y la central, que muestran las Figuras 30 y 31, y plantea serios problemas para la aplicación de las teorías sobre el desarrollo de la capa límite (capa de mezcla) sobre las mismas zonas interiores de la Península Ibérica en verano.

Por ejemplo, la evolución diurna de la capa límite atmosférica en el centro de llanuras como las de Valladolid, al sur de Madrid, áreas de la Mancha, o en el valle del Ebro, puede quedar dominada por procesos que tienen lugar a más de 100 km. de distancia de esas zonas. O sea, por la subsidencia compensatoria a las ascendencias intensas, y persistentes, que tienen lugar a lo largo de las líneas de convergencia que se desarrollan sobre las montañas circundantes. En los resultados del modelo para uno de los días de medida (20 jul 1989, Figura 47) se ha enmarcado en rojo las zonas en las que aparecen líneas de corriente. Esto indica que hay divergencia en superficie; para su continuidad requiere el aporte de aire desde niveles más altos, y es una indicación de la subsidencia de las masas de aire sobre dichas áreas.

#### *11.d) Consecuencias a escala peninsular*

Hasta qué punto puede generalizarse este tipo de situación, se puede observar comparando los resultados de la modelización del día 20 de julio de 1989 a las 16:00 (Figura 48a) con la imagen NOAA de la Península Ibérica en el infrarrojo cercano (Canal 4) en un día de

---

<sup>38</sup> Hay que recordar que el registro de los pequeños cúmulos que a veces acompañan el progreso de la brisa (Ref. 77), indica que el progreso del frente de brisa se produce a saltos discretos. El calentamiento de la masa aérea que entra con la brisa es, principalmente entre otros factores, función del calentamiento solar de la masa aérea a lo largo de la distancia recorrida. Consecuentemente, se puede esperar que las alturas de inyección sobre esas áreas, a cada distancia de penetración, sean principalmente función de la distancia a la costa, y que estén moduladas por el ciclo de calentamiento solar.

características similares; el 10 de julio de 2001 a las 16:51. La imagen del satélite y la comparación se muestran en la Figura 48b. En la imagen del infrarrojo cercano las zonas más oscuras se corresponden con zonas más calientes y los tonos más claros con neblinas, nubes bajas, las nubes más altas y/o más profundas aparecen en blanco.

Se puede observar una réplica (imagen) lechosa de los perfiles de las costas desplazados hacia el interior (Figura 48a). Esta imagen se corresponde con los límites de penetración de las brisas de mar, y sus límites coinciden aproximadamente con las líneas de convergencia (algunas sombreadas en amarillo) que muestra el modelo (Figura 48b). También se observan los desarrollos convectivos sobre la línea de convergencia al norte de Madrid y sobre las dos cadenas montañosas que enmarcan el Valle del Ebro. Finalmente, la convergencia sobre el norte peninsular da lugar a la formación de nubes de estancamiento sobre la cornisa cantábrica (color blanco en la imagen) en una situación parecida a la mostrada en la Figura 14.

Los formulismos sobre la capa límite basados en los balances de energía y turbulencia a escala local, pueden predecir profundidades de la capa de mezcla del orden de 1500 m a 3000 m en las planicies interiores de la Península los días soleados de verano. Sin embargo, la capa de mezcla real puede tener menos de 200-400 m de profundidad (!). La poca ventilación vertical favorece el desarrollo de condiciones episódicas en zonas urbanas e industriales del interior de la península. Y, dado que los modelos basados en las "condiciones locales" indicarían una buena mezcla vertical, estos episodios pueden ser conflictivos, y difíciles de interpretar si no se tienen en cuenta las limitaciones que los procesos mesoescalares circundantes imponen sobre las condiciones "locales".

Una situación similar que se presenta en la Sección 16 ocurre a lo largo de las costas de la península y sobre el mar. Este mecanismo explicaría lo observado sobre Bilbao (Figura 12). Las evoluciones “anómalas” de la capa de mezcla (capa límite), junto con las recirculaciones verticales, son dos de los conceptos más difíciles de aceptar en el centro y norte de Europa.

La Figura 49 muestra los vientos en el plano de vuelo del avión correspondiendo a los datos experimentales de las Figuras 30 y 31. El modelo simula una inyección más profunda ( $a \approx 4500$  m) y a mayor distancia de la costa (cerca de Teruel) que la indicada sólo por las concentraciones de ozono y de vapor de agua. Otra consecuencia, por tanto, sobre la utilización de los contaminantes como trazadores de oportunidad de los flujos atmosféricos es que debe hacerse con cuidado teniendo en cuenta que el flujo de la brisa combinada ya se inicia en las zonas del interior con las celdas circulatorias de los vientos de ladera (Figuras 39, 40). De este modo, durante la fase de entrada inicial, los contaminantes emitidos en la costa (o sus derivados como el  $O_3$ ) pueden seguir por detrás del frente de la brisa a varios km. de distancia (Figura 42).

Lo más importante de la Figura 49 es que ilustra muy bien los problemas que pueden surgir en las comparaciones datos-modelos. Por ejemplo, el modelo muestra claramente el hundimiento a la izquierda de la chimenea orográfica, más o menos, sobre Teruel. Sin embargo, en la Figura 49 el dato clave es el vapor de agua. Una columna de aire seco es un indicador inequívoco de hundimiento, y los datos de la humedad relativa del avión instrumentado muestran el límite del hundimiento justo a sotavento del puerto del Escandon (1223 m). Esto es unos pocos km. ( $\approx 8$  km) antes de llegar a Teruel. De hecho, que sea la cadena montañosa la que focalice la ascendencia orográfico-convectiva es más razonable que ésta se sitúe sobre un terreno más llano.

Finalmente, tampoco se debe olvidar que el modelo puede sobre-estimar el alcance de algunos procesos (penetración, inyección en altura) y sub-estimar otros, por ejemplo la estratificación en los flujos de retorno. En este caso el modelo RAMS reproduce un flujo de retorno hacia el mar en altura y un hundimiento compensatorio a lo largo del flujo de retorno, sin embargo, ninguno de los modelos actuales; RAMS, MM5, o WRF llegan a reproducir los tres estratos de retorno documentados con las medidas experimentales. Esto es, de momento, ningún modelo es capaz de resolver (adecuadamente) la estructura de estratos causada por la subsidencia en los flujos de retorno (ver Sección 15b).

## 12. Proyecto MECAPIP, síntesis de resultados

El análisis de los datos experimentales y los resultados de la modelización numérica pueden sintetizarse en los puntos siguientes:

- En la costa mediterránea española la orientación al Sur y Este de sus laderas favorece el desarrollo temprano de los vientos de ladera, poco después de la salida del sol.
- La brisa de mar se inicia unas horas más tarde y progresa hacia el interior de forma discontinua. Esto es, a saltos discretos, incorporando las celdas circulatorias de los vientos de ladera ya desarrolladas, como muestran las Figuras 39 a 41.
- De este modo se va desarrollando unos vientos anabáticos, que se han denominado "brisas combinadas", mucho más intensas que la suma de sus componentes (Ref. 79 y 85).
- Las "brisas combinadas" transportan tierra adentro los contaminantes emitidos en las costas (Ref. 86), junto con el vapor de agua en la masa aérea que entra del mar.
- En la costa mediterránea española la penetración final de la brisas combinadas varía entre 60 y 100 km. o más dependiendo, en gran parte, de la proximidad de las montañas al mar (Figuras 43 a 47). Pueden penetrar hasta unos 160 km. por el valle del Ebro, aunque los recorridos promedio totales medidos en las estaciones costeras (en superficie + retorno en altura) durante el período solar son del orden de 110 km. a 160 km. en un día.
- En el frente de la brisa, una parte importante de esos contaminantes son inyectados en altura, y pasan a los flujos de retorno (Figuras 28 a 31).
- Las inyecciones en altura también se producen a alturas discretas dependiendo, así mismo, de las características de las celdas circulatorias de los vientos de ladera que van incorporando en su desarrollo las brisas combinadas.
- De este modo, las alturas de inyección en los flujos de retorno pueden variar desde unos cientos de metros, en los primeros retornos cerca de la costa, hasta más de 5 km. de altura (Figura 49) cuando el frente de brisa alcanza las cimas montañosas del interior y la masa de aire está seca (ver Sección 13).
- Las inyecciones orográfico/convectivas siempre superan su nivel de termalización. Como resultado tienden a hundirse inmediatamente después, como muestra la Figura 49, y se estratifican por debajo de la altura máxima de inyección.
- Durante este proceso las laderas de las montañas costeras se convierten, de facto, en "chimeneas orográficas" que conectan directamente los flujos en superficie que entran desde la costa con sus flujos de retorno en altura.
- Por razones de continuidad, los flujos de retorno tienden a contornear el terreno a una altura casi constante, algo menor que su altura máxima de inyección. El retorno, por tanto, ocurre en condiciones de subsidencia dinámica a lo largo de todo su recorrido (Figuras 39 a 41).

- Esta situación tiende a reforzar cualquier pequeña inversión que se encuentre en su camino y/o la estratificación inicial (por hundimiento, mencionada más arriba) con la que se inicia en los flujos de retorno.
- Este proceso da lugar a la formación de estratos, apilados sobre el mar hasta  $\approx$  4 a 5 km. de altura, como muestra la Figura 28, donde quedan atrapados los contaminantes primarios emitidos en la costa y sus derivados.
- Los estratos actúan como capas de reserva que retienen los contaminantes (p.ej. el ozono) de un día para los siguientes. Los estratos más bajos vuelven a entrar con la brisa de mar del día siguiente y los contaminantes envejecidos (secundarios) pueden reaccionar con las nuevas emisiones costeras.
- Experimentos con trazadores en Castellón indican que el tiempo de retorno, desde su emisión en la costa durante el período de brisa (en sentido hacia el interior) hasta su primera re-entrada viniendo desde el mar (con otra brisa), es de dos días (Ref. 77).
- En su conjunto, se puede considerar que estos mecanismos conforman un "**gran reactor fotoquímico natural**" que opera a lo largo de las costas mediterráneas casi todos los días desde la primavera al otoño. Durante varios meses puede generar niveles de ozono superiores a los legislados por la UE (Ref. 87).
- Así mismo, parte de los contaminantes emitidos en las costas pueden penetrar, a lo largo de pasos naturales, hacia el interior de la península durante el día (Figuras 44 a 46) y quedar dentro del alcance de las circulaciones que se desarrollan sobre el centro de la península el día siguiente.
- Sobre las cadenas montañosas que separan las mesetas se forman celdas convectivas profundas y líneas de convergencia (Figuras 48 y 49) que producen la inyección de los contaminantes emitidos en Madrid, y los que llegan desde las zonas costeras, a alturas que pueden alcanzar desde 3.5 km. a más de 6 km. de altura (en fase seca).
- Entre las celdas circulatorias costera y central (Figuras 30 y 31) se observan zonas con aire más limpio que se corresponden con subsidencias (hundimientos) compensatorias (Figuras 47 a 49).

### **13. Proyecto Regional Cycles of Air Pollution on the Mediterranean Area (RECAPMA)**

Una vez documentados los procesos de formación de estratos sobre las costas mediterráneas de la Península Ibérica, y presentados en Bruselas a mediados del año 1990, los miembros del COST 611 se plantearon las siguientes preguntas: ¿Cuál es la continuidad de estos procesos sobre el resto de la cuenca mediterránea occidental?, ¿Qué le pasa a los estratos formados en las costas mediterránea?, ¿Qué pasa sobre la fachada atlántica? De este modo, se elaboró un nuevo proyecto el Regional Cycles of Air Pollution in the western Mediterranean Area (RECAPMA).

Los objetivos generales del RECAPMA eran documentar la continuidad y extensión de los procesos compensatorios a la Baja Térmica Ibérica sobre las zonas marítimas periféricas de la Península Ibérica, la formación de estratos y, en particular, su continuidad sobre la Cuenca Mediterránea Occidental hasta Italia. El proyecto fue firmado en Bruselas en enero del año 1990, y participaron equipos de Portugal (Instituto de Meteorología y Geofísica, INMG), España (CEAM y Ciemat), Francia (Commissariat à l'Énergie Atomique, CEA, Paris) e Italia (Consiglio Nazionale di Ricerca, CNR).

### *13.a) Despliegue instrumental*

Los puntos focales de medida y la ruta del avión instrumentado para el proyecto RECAPMA se muestran en la Figura 50. Las actividades consideradas fueron las siguientes:

- Sondeos simultáneos, o en ventanas de tiempo equivalentes, en puntos seleccionados de la costa atlántica (Aveiro, Lisboa y Sines en Portugal, INMG) y de la costa mediterránea (Castellón, Ciemat) y Roma (Fiumicino, CNR). Objetivos: documentar la evolución de la capa límite en ambos lados de la Península Ibérica, y en orillas opuestas de la Cuenca Occidental.
- Medidas de meteorología y calidad del aire para documentar la entrada de la brisa de mar en ambas orillas de la CMO. Los valles seleccionados fueron: el del Río Mijares en Castellón en los mismos emplazamientos del MECAPIP (Ciemat, CEAM), y el del Río Tiber desde el mar, pasando por Monterotondo (laboratorios del CNR), hasta los Apeninos en Italia.
- Medidas aerotransportadas sobre la Cuenca Balear (CEA) con los objetivos de: verificar la estructura de estratos sobre la zona costera mediterránea española, ya documentada en el proyecto MECAPIP, determinar su continuidad hacia el centro de la cuenca balear, y su evolución durante el día.

La Figura 51 muestra el resultado de unos sondeos de temperatura en las costas de Portugal, y Castellón, y confirma que el hundimiento de la capa límite que define la profundidad de la brisa de mar, ilustrado inicialmente en la Figura 20, se observa simultáneamente en ambas costas de la península cuando se desarrolla la Baja Térmica Ibérica.

### *13.b) Vuelos instrumentados*

En este proyecto se utilizó un avión bimotor de hélice instrumentado por la CEA para determinar la continuidad sobre el mar de los estratos generados en las recirculaciones costeras y su evolución durante el día. Inicialmente se consideraron dos transectos; el primero de Castellón a Baleares finalizando en Corcega, y el segundo de Marsella a Baleares y Valencia, ambos con espirales de ascenso y descenso para obtener perfiles de temperatura y ozono sobre los mismos puntos a diferentes horas del día. Sin embargo, por razones de disponibilidad del avión y autonomía de vuelo, la base de vuelos se estableció en Martigues, cerca de Marsella, y el recorrido de vuelos se estructuró con espirales a lo largo de la costa los días 16 y 18 de julio, y sobre el centro de la cuenca el 19 de julio de 1991.

Los sondeos verticales se hicieron con vuelos en espiral cerrada sobre los puntos seleccionados tratando de alcanzar techos de entre 3000 m y 4000 m. En los vuelos se midieron: temperatura, velocidad y dirección del viento, O<sub>3</sub>, SO<sub>2</sub>, NO<sub>x</sub>, y la posición del avión con gran precisión para poder determinar velocidades de hundimiento. En principio, el hundimiento causado por la subsidencia compensatoria de las circulaciones costeras puede detectarse si se sobreponen los perfiles de temperatura y ozono tomados durante la espiral de ascenso y la de descenso.

### *13.c) Vuelos-sondeo del día 16 de julio 1991*

Los tres primeros sondeos del día 16 de julio se hicieron sobre puntos situados a lo largo de la costa mediterránea sucesivamente sobre Barcelona, Tarragona, y Castellón (Figuras 52 y 53).

Entre los aspectos más significativos estaban la presencia de una estructura en diente de sierra con estratos muy marcados en los primeros 1000 a 1500 m del sondeo. La primera espiral, sólo de descenso, se efectuó cerca de Barcelona entre las 09:58-10:15 UTC, y aparece en la Figura 52a. Los perfiles muestran una estructura con estratos de ozono separados por cambios en los perfiles de temperatura, desde la superficie hasta unos 3000 m.

El estrato superficial, hasta la primera inversión de temperatura, que marca la capa límite superficial no está bien definido en el primer sondeo. En el siguiente sondeo cerca de Tarragona (Figura 52b con descenso a las 10:59-11:14 UTC) el estrato superficial es neutro-inestable, tiene una profundidad de unos 300 m en la espiral de ascenso y se ha hundido a unos 200 m en la espiral de bajada. En los sondeos sobre Castellón (Figura 53a con descenso a las 13:51-14:08 UTC) se detecta un estrato superficial neutro-inestable de unos 250 m que no cambia de profundidad entre las espirales de ascenso y descenso.

El 16/07/1991 fue el único día que se hicieron dos espirales sobre el mar después de haber hecho otras dos previa sobre la costa en Castellón (Figura 53b). Las espirales sobre el mar se tomaron a unos 100 km. de la costa de Castellón en línea con la isla de Ibiza. Como en los casos anteriores, se puede observar una estructura muy marcada desde la superficie hasta su límite vertical. Se detecta una capa superficial inestable de menos de 200 m de profundidad, a la que siguen otros estratos hasta unos 1500 m de altura. A esta estructura sigue un perfil con un promedio superior al de un adiabático seco, pero compuesto por trozos de adiabáticos secos, hasta la cota máxima del perfil. Finalmente, la Figura 54 muestra la superposición del perfil de descenso de la Figura 53b con otro obtenido durante el proyecto MECAPIP (Figura 28) sobre aproximadamente la misma zona, y sirve para ilustrar la continuidad de las circulaciones en esta área.

#### *13.d) Vuelos-sondeo del día 18 de julio 1991*

Este día los sondeos se iniciaron sobre el Golfo de León (Figura 55a). El primer perfil entre las 08:07-08:20 UTC muestra una inversión de superficie de  $\approx 1^\circ\text{C}$  con una profundidad de menos de 50 m sobre el mar. A esta sigue un perfil irregular con pendiente superior a la de un adiabático hasta una marcada inversión situada a unos 1750 m. Entre aproximadamente 1300 y 2000 m se observa un estrato con altos valores de ozono. A continuación se hicieron dos espirales sobre Barcelona con los perfiles que muestra la Figura 55b, con altos niveles de ozono (pico de 80 ppb) entre aproximadamente 1100 m y 1700 m de altitud. Estos valores están asociados a una inversión a, aproximadamente, esa misma altura.

A primeras horas de la tarde de este día se hicieron dos sondeos (cuatro espirales) sobre dos verticales distintas pero cercanas a Castellón (Figura 56). Los cuatro perfiles obtenidos muestran un estrato superficial poco profundo (unos 200 m) y otros estratos apilados hasta unos 1500 m de altitud. En el segundo caso los valores más altos de ozono se detectan por debajo de unos 1000 m.

En el vuelo de regreso se hicieron perfilamientos sobre Tarragona (Figura 57a), y Barcelona (Figura 57b) a las horas en las que las circulaciones costeras están bien desarrolladas. En ambos perfiles se detectan estratos superficiales que aumentan de profundidad durante los perfilamientos, y estratos de retorno entre 1000 y 1500 m de altitud con altos valores de ozono a partir de unos 500 m de altura. A esta estructura siguen otros estratos hasta el límite vertical de los perfilamientos. Las dos espirales finales, con descenso a las 18:53-19:09, se hicieron sobre el Golfo de León (Figura 58). En los dos perfiles se detecta una fuerte

inversión de unos 5°C en los primeros 500 m de altura seguida por un perfil casi lineal, con pendiente algo superior a la de un adiabático seco, indicativa de subsidencia continuada, hasta el final del sondeo.

La Figura 59 muestra los vientos medidos a la altura del avión ( $\approx 50$  m sobre el mar) en los recorridos entre espirales del 18 de julio de 1991 entre las horas marcadas (Ref. 88). Sobre el Golfo de León se observan altas velocidades de viento, superiores a  $\approx 15$  m/s por la mañana, que cambian de dirección por la tarde. El Golfo de León es una de las áreas de entrada de aire atlántico al Mediterráneo y se producen vientos intensos encauzados (Gap Winds, Ref. 89) por el paso de Carcassonne. En este caso producen una volcadura ("upwelling") que hace aflorar agua profunda más fría en esta zona (ver Figura 64) y la convierte en una zona preferente para la subsidencia. Por tanto, la masa aérea en esta zona se va renovando, con aire atlántico que entra desde Francia, bajo condiciones de intensa subsidencia.

El 18 de julio de 1991 fue el único día en el que se hicieron sondeos sobre (aproximadamente) las mismas verticales, en dos sitios diferentes y a distintas horas del día. Los datos de temperatura y ozono medidos en la primera y última espiral sobre Barcelona y en las espirales sobre el Golfo de León se han utilizado para estimar hundimientos durante el día como muestran las Figuras 65-68 (Sección 14b).

#### *13.e) Vuelos-sondeo del día 19 de julio 1991*

Todas las espirales del 19 de julio de 1991 se hicieron sobre el mar, en la vecindad de las Islas Baleares (Figuras 60 a 62). En la Figura 62a sólo se disponía de un descenso, y la estructura observada es similar a la ya encontrada sobre las aguas frías del Golfo de León (Figura 58), esto es, una inversión de superficie de  $\approx 3^\circ$  C en los primeros 250 m, a la que sigue otra a unos 500m y un perfil medio con pendiente superior al adiabático seco. En la Figura 60b, ya a media mañana, se detecta una considerable cantidad de hundimiento (Figura 69).

En los perfiles de la Figura 61 se observan estratos superficiales neutro-inestables con profundidades menores de  $\approx 200$  m, a los que siguen estructuras en diente de sierra hasta unos 1000 m a 1500 m con niveles de ozono muy marcados (con mucha estructura). En la Figura 61b se detecta claramente la llegada de nuevos estratos en altura (por encima de unos 2000 m en los que se midieron velocidades de hundimiento de hasta 25 cm/s (Sección 14b y Figura 69). Estos valores de hundimiento tan altos, estimados para los sondeos con espiral de ascenso y descenso sobre el centro de la cuenca, son la característica más general de los perfiles de este día. Finalmente, en el último perfil (Figura 62) con descenso a las 19:56-20:11 sobre el Golfo de León se detecta otra fuerte inversión en superficie ( $\approx 4^\circ$  C en 150 m). Esto confirma, junto con las Figuras 55a y 58, algo muy conocido en meteorología, esto es, que sobre las aguas más frías del Golfo de León se favorece la subsidencia.

## **14. Estudio de la continuidad de las circulaciones costeras y la estratificación sobre el mar**

### *14.a) Características*

A primeras horas de la mañana los perfiles de temperaturas sobre el Golfo de León consisten en una inversión intensa pero de poca profundidad sobre el mar (Figura 55a). A ésta sigue un

perfil con una pendiente más inclinada que la de un adiabático seco (más estable) que llega hasta unos 1000 a 1500 m de altura. A finales de la tarde la inversión de superficie es mucho más intensa y profunda (Figuras 58 y 62), y a ésta siguen perfiles, compuestos en parte por secciones adiabáticas separadas por pequeñas inversiones, cuyo promedio presenta una pendiente más inclinada que un adiabático seco. Este tipo de estructura se observa hasta el límite superior de los sondeos.

La presencia de los estratos de retorno se puede detectar comparando los perfiles de ascenso y descenso en las figuras para las que existen dos perfilamientos por sondeo. Los nuevos estratos son más evidentes en las partes medias y altas de los perfiles a últimas horas de la mañana y durante la tarde, cuando las circulaciones costeras ya están en pleno desarrollo. Normalmente, las nuevas secciones tienen perfiles de temperatura adiabáticos secos, como puede observarse en las Figuras 52b, 55-57a y 60-62. Este hecho se resalta en la Figura 63.

En general, los nuevos estratos proceden de las inyecciones orográfico convectivas que tienen lugar a diferentes alturas durante el desarrollo de la brisa, como se mostró en la Figura 31. Dentro de la masa aérea que ya estaba sobre la costa y el mar los nuevos estratos tienden a intercalarse a las alturas correspondientes a sus temperaturas potenciales. De este modo pueden alcanzar cualquier altura dependiendo de su nivel de inyección y su temperatura potencial. Los estratos más altos corresponden a inyecciones más profundas, que suelen ocurrir a partir de media tarde sobre las montañas del interior (Sección 11c) y que han incrementado su temperatura potencial a lo largo de un recorrido más largo sobre la superficie.

La inyección de un nuevo estrato supone, necesariamente, que una masa aérea con un volumen similar ha tenido que desplazarse para hacer hueco (hundiéndose, elevándose o escapándose lateralmente). La característica de los nuevos estratos es su perfil adiabático, indicativo de buena mezcla en su proceso convectivo a su paso por las chimeneas orográficas, y de la subsidencia compensatoria “pura” a lo largo del flujo de retorno (esto es, a la altura en la que encuentra su hueco). Las secciones adiabáticas aparecen separadas de los estratos inferiores y superiores por cambios en el perfil de temperaturas (pequeñas inversiones o estratos isotérmicos).

Normalmente, por debajo de unos 1500 m se pueden observar secciones con trozos de perfiles adiabáticos secos, y otras secciones con pendientes más pronunciadas, separadas entre sí por inversiones, y forman estructuras en “diente de sierra” (Figuras 52b, 53b, 54, 57a, 60a). Un aspecto general dentro de estas estructuras es que los estratos inferiores tienden a ser más delgados que los estratos que aparecen en altura. En principio, esto sugiere que los estratos, al apilarse, pierden grosor y esta pérdida puede atribuirse en parte a la compresión adiabática durante la subsidencia (los estratos desciende a zonas con presión más alta y se comprimen), y a escapes laterales del aire en el estrato durante la subsidencia en respuesta a la acumulación de presión sobre ellos, y/o a una combinación de ambos efectos.

#### *14.b) Análisis*

Adicionalmente, los perfiles obtenidos se han estudiado junto con las temperaturas del agua del mar durante el período de medidas (Figura 64, Ref. 90, 91).

Como caso límite de hundimiento durante un período de 10h 59min, se pueden comparar los perfiles obtenidos el día 18 de julio de 1991 sobre el Golfo de León obtenidos en la espiral de

ascenso a primeras horas de la mañana (Figura 55a) y los de la espiral de descenso a últimas horas de la tarde (Figura 58). Dichos perfiles, superpuestos en la Figura 65b, también nos dan una idea de la cantidad de energía que las circulaciones costeras acumulan sobre el mar.

El Golfo de León es una de las zonas de entrada de aire atlántico hacia el Mediterráneo (Figura 59). Y, en zonas donde existe un paso continuado de aire desde tierra hacia el mar se produce una volcadura del agua del mar (Ref. 92, 93) que hace aflorar agua profunda ( $\approx 13^\circ\text{C}$ ) mucho más fría que el agua superficial en esta época del año (Figura 64). En estas condiciones se pueden formar inversiones de superficie que facilitan el escape lateral de las masas de aire superficiales, esto es, sí, y cuando se produce un aumento de presión por acumulación de aire en altura. El escape lateral, a su vez, favorece la subsidencia de aire sobre esa zona, etc. Así, las masas de aire que siguen el proceso de acumulación en altura y hundimiento compensatorio tienden a quedar separadas de la superficie fría por una inversión de temperatura. Ésta, a su vez, favorece el escape lateral del aire sobre la superficie y ayuda a mantener la continuidad del proceso, etc.

En la parte inferior de la Figura 65b, la línea adiabática **A** que une el máximo de temperatura a  $\approx 400$  m en el perfil de la tarde (intersección **A-b**) corta el perfil de la mañana a unos 1700 m de altura (intersección **A-B**), y sugiere que se ha producido un hundimiento de unos 1300 m durante un período de aproximadamente 11 horas. Teniendo en cuenta las velocidades del viento en esta zona (Figura 59), esta estimación está sujeta a suponer que la masa aérea que pasa desde Francia al Mediterráneo ha mantenido sus características durante el tiempo transcurrido entre los sondeos.

Los datos que puede avalar la hipótesis sobre la homogeneidad de dicha masa aérea son los valores de ozono. Adicionalmente, dan otra estimación del hundimiento. Así, si se considera que el máximo de ozono situado a  $\approx 1800$  m de altura por la mañana (nivel **C**) se corresponde con el máximo situado a  $\approx 250$  m a finales de la tarde (nivel **c**), se obtendría un hundimiento de  $\approx 1550$  m. Por tanto, se puede suponer que en unas 11 horas la masa de aire en el Golfo de León se hunde del orden de  $\approx 1500$  m. Un valor entre 1300 m y 1550 m puede considerarse como el límite superior del hundimiento durante el periodo diurno sobre las zonas más frías del mar mediterráneo.

El otro caso en el que se obtuvieron sondeos a diferentes horas del día fue sobre la costa de Barcelona (Figura 66b). Y se pueden comparar el hundimiento observado con el estimado sobre el Golfo de León. En la costa de Barcelona el descuelgue del perfil de temperaturas y el desplazamiento del pico de ozono sugieren que el hundimiento durante un período de unas 9h ha sido de entre 700 m y 800 m. En esa zona la temperatura de la superficie del mar es más alta que en el Golfo de León (Figura 64) y no llega a producirse una inversión de superficie. Por tanto, la salida lateral del aire requerida para poder dar continuidad al hundimiento ha de producirse a otra(s) altitud(es) y/o desplazar parte de otros estratos. En este caso, se puede pensar que la mayor parte del escape lateral compensatorio se produce por encima de la inversión localizada a unos 1100m. Y, una conclusión inicial es que la magnitud del hundimiento compensatorio depende, entre otras cosas, de la temperatura de la superficie del mar sobre el área en la que se produce la subsidencia.

En la Figura 67a se han superpuesto los perfiles de la Figura 53b, con una serie de líneas de referencia adiabáticas marcados con las letras **A** y **B**, y líneas horizontales que definen sus cruces con los perfiles de temperatura y con los valores de ozono. En este ejemplo, los cortes de la adiabática **A** con las alturas constantes **C** y **c**, se corresponden con las intersecciones con

los picos (máximos) de ozono que se observan a  $\approx 2700$  m y  $2500$  m, e indican que ese estrato se ha hundido  $\approx 200$  m. Sin embargo, las intersecciones de **B** con **D** y **d**, correspondientes a los picos situados a  $\approx 1100$  m y  $850$  m dan un hundimiento de unos  $250$  m en el tiempo transcurrido entre los dos perfilamientos. Esta diferencia sugiere que pueden existir hundimientos diferenciales sobre el mar.

Un método más objetivo para evaluar los hundimientos es utilizar la diferencia de temperaturas medidas a una misma altura durante las espirales de ascenso y descenso, y calcular velocidades de calentamiento (heating rates) en  $^{\circ}\text{C min}^{-1}$ , como se muestra en la Figura 67b. A partir de los perfiles se pueden obtener valores aproximados de las velocidades verticales si se supone que el aumento de temperatura de las masas de aire es sólo resultado del calentamiento adiabático durante su hundimiento. Las diferencias en temperatura en cada altitud ( $^{\circ}\text{C}$ ) se dividen por el intervalo de tiempo transcurrido entre el paso por esa altitud (en minutos). Esto da la velocidad de calentamiento en  $^{\circ}\text{C min}^{-1}$  en ese punto. Este valor se divide por la razón del enfriamiento adiabático  $\approx -10^{\circ}\text{C}/100,000$  cm y, finalmente, se utiliza la conversión  $60$  s/min. Así se obtiene el factor  $-166,7$   $\text{cm }^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ s}^{-1}$  por el que se multiplica la velocidad de calentamiento en  $^{\circ}\text{C min}^{-1}$  para obtener las velocidades verticales en  $\text{cm s}^{-1}$  a esa altitud

En el ejemplo de la Figura 67b, la inversión que estaba a unos  $1250$  m en el perfil obtenido durante la espiral de subida ha descendido a  $1100$  m de altura en el perfil de bajada. La velocidad de calentamiento obtenida a  $1100$  m de altitud es de  $0,08^{\circ}\text{C min}^{-1}$ , y los cálculos indican que la velocidad de hundimiento a  $1100$  m es de  $-13,3$   $\text{cm s}^{-1}$ . En principio, y como se discute a continuación, hay que hacer énfasis en que estos valores son sólo orientativos.

#### *14.c) Evolución de los perfiles de temperatura sobre el mar*

En general, un perfil adiabático seco (temperatura potencial constante) en un estrato indica que la masa de aire en el estrato es resultado de una mezcla intensa (mecánica y/o convectiva) o del hundimiento de una masa de aire que ya tenía temperatura potencial constante: en ambos casos, una masa de aire homogénea y bien mezclada. Sin embargo, es aparente que en estratos con temperaturas potenciales varían las concentraciones de ozono. Llegado a este punto hay que reconsiderar lo presentado en la Sección 11c, y los ejemplos mostrados en las Figuras 39-41 sobre el desarrollo de las brisas combinadas. El hecho es que hay masas de aire que siguen caminos similares sobre la superficie durante el desarrollo de la brisa. Estas masas pueden adquirir la misma temperatura potencial y terminar dentro de un mismo estrato, aunque pueden haber partido de puntos diferentes. Por ejemplo, a diferentes distancias dentro del valle o desde la costa (Figuras 39-41) y, como resultado, sus concentraciones en precursores pueden ser diferentes.

El otro aspecto es la presencia de perfiles más inclinados (más estables) que los perfiles adiabáticos, como muestran las Figuras 52a, 53a, 55a, 57b, 58 y 60). En principio, el hundimiento adiabático (por cambio de presión) de masas de aire tiende a disminuir el grosor del estrato e incrementar la diferencia de temperaturas entre sus límites superior e inferior. Adicionalmente, esto tiende a estabilizar la masa aérea dentro del estrato, y en particular, si se produce divergencia (escape lateral) sobre la inversión situada en la parte baja del estrato, o sobre la superficie más fría (Ref. 94).

Esta situación puede explicar la formación de la intensa inversión de superficie sobre el Golfo

de León a últimas horas de la tarde (Figuras 58 y 62). Sin embargo, no explica las diferencias entre los perfiles a últimas horas de la tarde con respecto a los observados a primeras horas de la mañana en esta misma zona ese mismo día, por ejemplo comparando las Figuras 55a y 58). Y, al no disponer de medidas efectuadas en días consecutivos, no se sabe si los perfiles que muestra la Figura 55a son el resultado de una re-distribución (nocturna) de las temperaturas en masas de aire que tuvieran perfiles similares al los de las Figuras 58 ó 62 la tarde anterior, o si la masa de aire sondeada por la mañana tiene origen diferente y ha sido advectada a la zona durante la noche.

Las evidencias disponibles no son suficientes ni conclusivas, y se muestran en las Figuras 59 y 68. Los vientos y, por tanto, las condiciones de transporte en esta zona (Figura 59) apoyarían el supuesto de una masa de aire renovada durante la noche. Por otra parte, la superposición de los perfiles obtenidos a últimas horas de la tarde de los días 18 y 19 (Figuras 58 y 62), que se muestra en la Figura 68, sugiere que el resultado de los procesos de recarga de estratos en esa zona del Golfo de León fueron muy similares en esos dos días. Quedan sin responder las preguntas de: ¿se iniciaron con masas de aire con características similares a la que muestra la Figura 55a? y, en su caso, ¿era ésta resultado de re-estratificación, o de transporte nocturno, o de una combinación de ambos?

Un examen de los perfiles de velocidades de calentamiento que se han incluido en la Figura 67b y en la Figura 69, muestran que los mínimos en las velocidades de calentamiento coinciden con las bases de las pequeñas inversiones que separan los estratos. Como se ha mencionado, las secciones más estables tanto de las inversiones de temperatura como de los estratos isoterms inhiben la mezcla vertical y desacoplan los estratos separados por ellas. Y esto favorece el escape lateral del aire situado sobre estas capas estables. Sin embargo, si las inversiones que separan los estratos se hunden menos, o permanecen (relativamente) fijas en altura, durante el tiempo transcurrido entre sondeos, ¿cómo es posible que las masas de aire situadas entre ellas aumenten su temperatura sólo por subsidencia?

Una posible respuesta es que el calentamiento observado es consecuencia de subsidencia junto con re-estratificación de estratos colindantes con temperaturas potenciales diferentes. Esto es, las masas de aire dentro de los estratos observados no mantienen su continuidad durante la subsidencia. Se producen pérdidas laterales de masa por escapes laterales (out flows) desde un estrato a los estratos colindantes durante el proceso de hundimiento, que se compensan, y al mismo tiempo se gana temperatura, por aportes (inflows) procedentes de los escapes de los estratos circundantes. Los procesos que pueden determinar estos intercambios son circulaciones de Margules de segunda clase (Ref. 94). Estas tienden a redistribuir lateralmente (re-estratificar) las masas de aire de acuerdo con sus temperaturas potenciales. Y esto tiene lugar dentro de un proceso de subsidencia generalizada que tiende a aumentar la temperatura media de la masa aérea y mantener la continuidad de la circulación térmica entre el mar y las costas.

## **15. Modelización numérica de los perfiles de temperatura y campo de vientos sobre la cuenca occidental**

### *15.a) Modelo y condiciones iniciales*

Para simular la distribución vertical de temperatura y los campos de vientos sobre el área considerada y, en particular, los perfiles de temperatura en la vertical de las espirales,

se ha utilizado el mismo modelo de pronóstico mesometeorológico no-hidrostático RAMS (*Regional Atmospheric Mesoscale System*, versión 3b; Ref. 80) utilizado para el proyecto MECAPIP (Sección 11). Para esta aplicación del modelo se ha usado una inicialización no-homogénea en condiciones de frontera no estacionarias, y se ha ejecutado para un período total de 114 horas, comenzando a las 00 UTC del 15 de julio del 1991.

La inicialización se llevó a cabo con los datos del Centro Europeo de Predicción a Medio Alcance (ECMWF), con una resolución de 1° latitud/longitud. Los datos se actualizan cada 6 horas mediante la técnica ‘nudging’ a las 00, 06, 12, 18 UTC. En total se han realizado tres simulaciones con 3 mallas anidadas diferentes.

La malla más fina (dominio 3) tiene una resolución horizontal de 6 km. x 6 km. La malla intermedia (dominio 2) con una resolución de 24 km. x 24 km. cubre 1080 km. por 984 km. centrados en 39.97 N, 0.34 E. Dentro del dominio 1 (Figura 70), la malla más grande tiene un tamaño de celda de 96 km. x 96 km. y cubre esencialmente todo el Mediterráneo, con un área de 4128 km. por 2976 km. centrados en 40.2 N, 7.67 E. Tanto el dominio 1 como el 2 son comunes en las tres simulaciones. En la vertical, la malla se extiende hasta una altura vertical de 12 km, con 64 niveles que se incrementan geométricamente con la altura, comunes en las tres mallas. La topografía y uso de suelo se interpolaron a las mallas definidas del modelo de los datos recogidos en el U.S. Geological Survey con una resolución de 30" lat/lon.

Las retículas mencionadas se han seleccionado como compromiso entre la resolución y tiempo de cómputo, específicamente para estas simulaciones sobre la Cuenca Mediterránea Occidental. En otros casos, en los que el objetivo de la modelización era establecer la continuidad de los flujos dentro de la cuenca, como muestra la Figura 70, se ha utilizado una retícula de 48 km. x 48 km. en el dominio 1.

Para la temperatura de la superficie del mar (Sea Surface Temperature, SST) se promediaron los datos recogidos de las imágenes del satélite NOAA los días 17 y 18 de julio del 1991 (Ref. 90, 91), como muestra la Figura 64, y se utilizaron para todo el período modelizado del 15 al 19 de julio de 1991. En las zonas para las que no se disponía de datos de satélite esos días (mares Tirreno, Adriático y Jónico) se utilizaron promedios mensuales de la SST procedentes de otros programas (p.ej., the International Satellite Land Surface Climatology Project, ISLSP) ajustando el promedio de los valores diarios y los datos mensuales en los bordes del dominio (Ref. 95).

### *15.b) Simulaciones e interpretación de los resultados*

La comparación comentada de los sondeos y los resultados de los modelos se muestra en las Figuras 71 a 76. Las medidas y las simulaciones se han agrupado en los mismos puntos de sondeo con ejemplos en días y horas diferentes. En general, los perfiles de temperatura medidos y los simulados muestran diferencias que evolucionan según el punto sondeado y según la hora del día.

Comparando las simulaciones con los datos en las zonas costeras (Figuras 71, 72 y 73a) se detecta una mejora de las simulaciones en las partes medio-bajas según progresa el día. En principio, esta situación sugiere que los procesos simulados se retrasan con respecto a los procesos reales, y las diferencias resultantes pueden ser muy importantes (Figuras 73b, y 73c). En general, las diferencias más importantes se detectan en las partes altas de los sondeos,

donde el modelo siempre se retrasa. El mismo tipo de diferencias se aprecia en los perfilamientos sobre el mar que muestra la Figura 74. Finalmente, otra situación diferente se observa sobre las aguas frías del Golfo de León (Figura 75), en donde las simulaciones sobreestiman el grado de hundimiento.

Se podría concluir que en sus aspectos más generales el modelo reproduce razonablemente bien (¿?) las estructuras básicas observadas, aunque se producen retrasos entre los procesos reales y los resultado del modelo. El modelo, incluso utilizando intervalos verticales al límite de la estabilidad numérica, es incapaz de reproducir la estructura más fina observada, esto es, los estratos. Una situación similar ya se había detectado en las modelizaciones del MECAPIP (Sección 11). Los retrasos podrían atribuirse a parametrizaciones que dan velocidades de calentamiento (intercambios de calor tierra aire) inferiores a las reales.

En los modelos actuales se produce un conflicto entre los cálculos de la capa límite y la continuidad de las circulaciones generada por el propio modelo. Los modelos no acumulan memoria del comportamiento de la capa límite, calculada en los pasos previos, con respecto a las subsidencias compensatorias que el mismo modelo genera para cumplir con la condición de continuidad. Y, la situación parece agravarse si las velocidades horizontales generadas son bajas. Esta situación ocurre con todos los modelos meso-escalares actuales (RAMS, MM5, WRF). Adicionalmente, los modelos tienen problemas con la continuidad de los flujos a escala de cuenca, ya que tienden a sobrevalorar los hundimientos sobre las zonas en las que las condiciones de contorno iniciales le informan que la superficie está más fría. Por ejemplo, sobre las aguas más frías del Golfo de León (Figuras 64 y 75).

Un ejemplo de la simulación para toda la cuenca Mediterránea a las 16:00 UTC del 19 de julio 1991 se presenta en la Figura 70. La simulación se corresponde, en tiempo, con los datos y simulación presentados en las Figuras 61b y 76. Para esta simulación se ha utilizado una retícula de 48 km. x 48 km. La Figura 70a muestra el campo de vientos en superficie y las principales líneas de convergencia sobre las zonas terrestres. Los efectos de la retícula en la resolución en el modelo se pueden ver, por ejemplo, comparando las líneas de convergencia de estos resultados con los de las Figuras 47 y 48. Sobre la Cuenca Occidental se observa un flujo anticiclónico (en sentido de las agujas del reloj), con vientos que emergen desde un punto entre Mallorca y Cerdeña y aumentan su velocidad hacia las costas.

La Figura 70b muestra la componente (vertical) de la velocidad del viento en una superficie vertical cuya traza (marcada en azul) sigue aproximadamente la latitud 39.5° N, y pasa cerca de la vertical del perfil de las Figuras 61b y 76. El corte cruza la Península Ibérica, las islas de Mallorca y Cerdeña, el sur de la península Italiana, y las penínsulas Helénica y de Anatolia. Las velocidades ascendentes están representadas por líneas sólidas y las subsidencias con líneas de trazos. Estos resultados ilustran los problemas de resolución con los modelos cuando se usan retículas grandes. Por ejemplo, la subsidencia simulada sobre el punto de sondeo (Figura 61b) es de  $\approx 4-5$  cm/s, muy inferior a la estimada a partir de las velocidades de calentamiento que muestra la Figura 69f ( $\approx 20-25$  cm/s).

Lo más importante, sin embargo, es que los resultados del modelo confirman la auto-organización de las circulaciones costeras en la Cuenca Mediterránea Occidental en verano, en un modo que podría simular un gran caldero que hierve desde los bordes (costas calientes) hacia el centro (mar más frío) durante el día. De este modo se producen

recirculaciones verticales de ciclo espacio-temporales corto, medio y grande, partiendo de los estratos inyectados a varias alturas durante el desarrollo de las brisas combinadas, como se ha mencionado en las conclusiones del MECAPIP (Sección 12).

## 16. Los ciclos de ozono en las zonas costeras mediterráneas

### 16.a) Evolución de la capa límite desde la costa hacia el interior

Las primeras evidencias de los posibles efectos compensatorios de las circulaciones meso-escalares fueron los comportamientos de la capa límite en Bilbao (Figura 12) y en Castellón (Figuras 20 y 51). La Figura 77, partes a, b y c, complementa los perfiles mostrados en la Figura 20 e ilustran un ciclo diario en la evolución de la capa límite en la costa: puerto de Castellón. Finalmente, la Figura 78 reproduce la misma sección del área del despliegue instrumental en Castellón-Teruel que mostró la Figura 36, indicando los puntos de sondeo. Las Figuras 79 y 80 muestran la estadística de los sondeos obtenidos en dichos emplazamientos.

En general, el comportamiento observado es un crecimiento rápido de la capa límite por la mañana seguido de un hundimiento (con oscilaciones) por la tarde. El estudio de los datos en los tres emplazamientos muestra: (1) que la profundidad promedio de la capa límite raramente excede los 200 m de altura sobre el suelo a lo largo de toda la distancia desde la costa hasta unos 80 km. tierra adentro, (2) que la profundidad de la capa límite oscila durante el día, y (3) que las oscilaciones se propagan tierra adentro.

Las oscilaciones parecen estar más amortiguadas en la costa y ganan en profundidad según se penetra hacia el interior. Estos datos, junto con la modelización de la entrada de la brisa (Figuras 39-41) y la observación de los cúmulos de poca profundidad que pueden acompañar el frente de brisa (Figura 42, y Ref. 77) indican que todos los procesos observados, y su auto-organización desde la escala local a la mediterránea, son fenómenos pulsatorios con varias oscilaciones durante el día. Las oscilaciones de la profundidad de la capa límite fueron documentadas en gran detalle durante el proyecto NANTICOKE (Ref. 37) en los Grandes Lagos de Canadá. Sin embargo, siguen sin ser generalmente aceptadas y las parametrizaciones desarrolladas (Ref. 96) siguen sin incorporarse, ni en los modelos meso-escalares ni en los de dispersión de contaminantes en zonas costeras.

Adicionalmente, las observaciones visuales de las nubes que se forman (ocasionalmente) en los flujos de retorno (ver Figura 81) sugieren que las oscilaciones son parte de procesos que afectan toda la troposfera media (hasta unos 5-6 km. de profundidad) y, posiblemente de forma más o menos amortiguada, a toda la troposfera. La conclusión más importante que puede derivarse de las evidencias presentadas y los resultados de los modelos (Figuras 47, 48 y 70) es: ***que como resultado de la auto-organización de las circulaciones meso-escalares, el efecto de las subsidencias compensatorias sobre las capas límite terrestres y marinas se extiende a toda la Cuenca Mediterránea Occidental y sus regiones circundantes.*** Consecuentemente, este efecto domina el comportamiento de los contaminantes atmosféricos sobre toda la Cuenca Mediterránea Occidental durante el verano.

### *16.b) Modelo conceptual de las circulaciones*

La Figura 82 sintetiza los aspectos principales del desarrollo de la brisa combinada de mar y vientos de ladera durante el día. Las letras **a-d** indican, de modo genérico, estadios sucesivos en este desarrollo y la formación de los estratos de reserva sobre el mar. Y, puesto que en la zona costera mediterránea, la mayoría de las emisiones de precursores (NO) se producen en las zonas costeras, se considera aplicable el modelo de Derwent and Davies (Ref. 97), que relaciona las emisiones de NO con la producción de ozono y otros productos oxidados a lo largo del recorrido de las masas de aire desde la costa hasta el interior.

Adicionalmente, la inyección en los flujos de retorno ocurre a varias distancias de la costa y a alturas que aumentan con el recorrido de la brisa combinada (Sección 11, Figuras 29 a 31 y 39 a 41). Consecuentemente, el grado de envejecimiento de las masas aéreas inyectadas en los flujos de retorno puede variar de un sitio a otro, y se puede esperar que las reacciones fotoquímicas y la producción de ozono continúen en los estratos de reserva. En particular, en los que hayan sido inyectados a distancias de la costa anteriores a la máxima producción, como sugieren las Figuras 53a y 57b.

Finalmente a últimas horas de la tarde las circulaciones térmicas decaen y cesan. Las masas de aire en tránsito sobre la superficie, en varios grados de envejecimiento se paran y pasan a integrarse en los flujos de derrame durante la noche siguiente (Figura 41). En una secuencia aproximada, estos procesos pueden incluir: (1) estancamiento, (2) enfriamiento del aire en contacto con el suelo y formación de inversiones de superficie, (3) inicio de los flujos de derrame en las laderas y acumulación de más aire frío en las hondonadas, (4) profundización de las inversiones de superficie, (5) consolidación de los flujos de drenaje en vientos de valle generalizados (terrales) en las cuencas que van al mar, y (6) estancamientos en las hondonadas y/o valles con salidas restringidas.

Adicionalmente, la generación de los flujos de drenaje, y los vientos de valle en superficie requieren, para mantener su continuidad, el hundimiento de los estratos situados a más altura. Esto es, las subsidencias compensatorias se forman sobre tierra durante la noche. Esto aumenta la estabilidad en dichos estratos. De este modo, la formación de capas superficiales estables, en las que cada valle desarrolla su propio sistema, y su drenaje hacia el mar, da también lugar al desacoplamiento de las masas de aire situadas a más altura, que pasan así a formar parte de los estratos de reserva.

En el sistema estable resultante sobre las zonas costeras, los estratos quedan desacoplados entre sí, y libres de desplazarse horizontalmente. La movilidad de los estratos, sin embargo, decrece si el confinamiento ortográfico es muy marcado. Los estratos situados sobre las planicies costeras y el mar tienen más libertad de movimiento; de este modo pueden re-estratificarse en circulaciones secundarias (Sección 14c) y/o participar en transporte inter-regional durante la noche. Todos estos estratos actúan como estratos de reserva de contaminantes para los procesos que ocurren durante la noche (p.ej., afectando a las estaciones en cimas de montañas), y las fumigaciones del día siguiente.

Por la noche (Figura 83), las cimas y las crestas de las montañas quedan dentro de los estratos de reserva formados el día anterior y actúan como focos para el desarrollo de los vientos de drenaje (Figura 43), en un proceso inverso a la formación de las chimeneas orográficas durante el día. Así, el aire estratificado a la altura de las cimas comienza a fluir

hacia ellas para mantener la continuidad de los nuevos flujos sobre tierra. Las estaciones situadas en las cimas, por tanto, tienden a quedar inmersas en los estratos de reserva, tanto en los formados sobre esas mismas cimas durante el día, como en los que puedan ser advectados desde otros sitios. En cualquier caso, esto les garantiza un suministro continuo de O<sub>3</sub> durante la noche.

A la salida del sol, los flujos de drenaje alcanzan su máximo desarrollo. Dependiendo del aspecto del valle (Ref. 98, 99), el aire frío puede acumularse en el fondo del valle o fluir hacia las planicies costeras y el mar (viento terral). El ozono proveniente de los estratos de reserva y/o el que quedaba en las masas de aire superficiales del día anterior, se va consumiendo en contacto con la superficie y/o con las emisiones superficiales de NO. Los niveles superficiales de ozono pueden así descender durante la noche en el fondo de los valles o sobre las planicies costeras.

Finalmente, otro aspecto a considerar son las interacciones de los flujos de drenaje y de los vientos de valle cuando llegan al mar. Si la temperatura del aire es superior a la temperatura del agua del mar (contraste positivo), se forma una ligera inversión de superficie, sobre la que "patinan" dichos flujos, que pueden así penetrar mucha distancia mar adentro manteniéndose relativamente estratificados. Mientras esta situación dura no se produce acumulación de aire frío sobre la zona costera y la profundidad del flujo de derrame puede ser muy baja, p.ej., los 50 m detectados en la Figura 77a.

La situación evoluciona a lo largo del verano, conforme el mar va acumulando calor y aumentando su temperatura. Al mismo tiempo las noches se hacen cada vez más largas, y se produce un mayor enfriamiento de la superficie y de la masa aérea en contacto con ella. Cuando el contraste de temperaturas entre el flujo de derrame y el mar pasa a ser negativo comienza a producirse actividad convectiva entre el aire frío y el mar más caliente. De este modo, dependiendo de las condiciones en cada lugar, se puede producir mezcla convectiva dentro de la masa de aire frío cuando llega al mar (Figura 84).

Adicionalmente, la actividad también tiende a frenar el derrame del aire frío, que penetra cada vez a menos distancia sobre el mar y termina produciendo una acumulación de aire frío sobre la zona costera. Estos procesos de bloqueo y mezcla convectiva dan como resultado la homogeneización de las emisiones y contaminantes presentes en los flujos de derrame (principalmente de precursores), y los presentes en los estratos de reserva situados más cerca de la superficie del mar (cargados de ozono del día o días anteriores). Y condicionan los ciclos de ozono observados el día siguiente en las zonas costeras. Este tipo de situación continúa su evolución durante el verano y puede agravar la intensidad de los episodios de contaminación atmosférica en algunas zonas costeras de la Península Ibérica en otoño<sup>39</sup>.

### *16.c) Ciclos diurnos de las concentraciones de ozono*

#### *16.c.1) NORMALIZACIÓN DE LOS PERFILES*

La evolución de las concentraciones de O<sub>3</sub> en relación a las circulaciones atmosféricas descritas, se ha sintetizado utilizando los datos obtenidos durante las campañas de medidas

---

<sup>39</sup> Se puede recordar que situaciones de este tipo condicionan los episodios de contaminación en las costas de la cornisa cantábrica en otoño, como se ha presentado en la Sección 6.b.2, y Figura 17.

intensivas de los proyectos europeos<sup>40</sup>. Éstas tuvieron lugar en varios períodos de 10 a 20 días de duración entre los años 1989 y 2003. Los niveles medidos pueden variar de una campaña a otra según cambian las cantidades de precursores emitidos y sus puntos de emisión dentro del esquema considerado en la Figura 82. Para resaltar la variación diurna dependiente de los procesos meteorológicos los datos se han normalizado siguiendo el procedimiento siguiente: (1) se obtiene el ciclo diurno promedio de los datos obtenidos en cada emplazamiento, (2) el perfil resultante se divide por el valor máximo del promedio en cada emplazamiento, y (3) la curva resultante se multiplica por cien.

La escala vertical resultante es adimensional, el valor máximo es 100, y la curva obtenida sólo muestra la variación relativa durante el día. Finalmente, se ha repetido la operación en cada emplazamiento para cada una de las campañas de medida, promediando los perfiles normalizados; a su vez, el perfil promedio de éstos se ha re-normalizado a su valor máximo. En las figuras también se han incluido los promedios de la velocidad (escalar) y dirección del viento a fin de relacionar su evolución diurna con la variación del ozono. Estos promedios son los obtenidos directamente de la base total de datos.

#### 16.c.2) *PERFILES Y EMPLAZAMIENTOS*

Uno de los objetivos del proyecto MECAPIP era documentar la entrada de contaminantes desde la costa hacia el interior, y para ello se trató de documentar la continuidad del campo de vientos. Las estaciones instrumentadas para medir ozono, siguiendo ese mismo criterio, utilizaron emplazamientos seleccionados en proyectos previos, p.ej. C.T. de Andorra (Teruel) y C.T. de Castellón. Las Figuras 85 a 87 muestran las concentraciones de ozono en tres emplazamientos, en función de su distancia a la costa y su altitud.

La Figura 85 muestra el ciclo en Burriana, correspondiente a un emplazamiento costero del Tipo #1, según el esquema de la Figura 83. El objetivo de este emplazamiento era documentar los contaminantes que entraban con la brisa de mar. En este emplazamiento los valores de O<sub>3</sub> descienden durante la noche, cuando la estación queda a sotavento de las emisiones costeras, y alcanzan su valor mínimo aproximadamente a la salida del sol (a las 0600 UTC) con viento de componente noroeste. Durante la mañana se produce un cambio en la dirección del viento acompañada de una rápida subida de los niveles de ozono. Posteriormente los niveles permanecen casi constantes en la costa durante el período de la brisa (ver Figura 22).

Con la transición a vientos terrales a finales de la tarde la estación pasa a quedar a sotavento de las emisiones costeras y los niveles de ozono comienzan a descender. En toda la cuenca mediterránea los valores mínimos de ozono se observan por la madrugada en este tipo de estación. Se puede observar que la dirección del viento gira durante el día, pasando de un este inicial hasta un sur-sudeste justo antes de la transición de la tarde. Este tipo de giro durante el día es normal en las brisas (Ref. 45), y ha sido observado en otros emplazamientos (Ref. 37).

Cirat (Figura 86) había sido instrumentada para el proyecto de la C.T. de Castellón (ver Sección 7) y su objetivo inicial era establecer la continuidad de los vientos desde la costa

---

<sup>40</sup> Incluyen el sumario de los datos obtenidos en el área experimental de Castellón de la Plana y valle del Mijares durante los proyectos MECAPIP, RECAPMA, SECAP, BEMA I, y BEMA II y RECAB (para las siglas ver AGRADECIMIENTOS), que tuvieron lugar entre los años 1988 y 2003.

hacia el interior<sup>41</sup>. Durante la 1ª campaña del MECAPIP, y otros proyectos siguientes, fue instrumentada para medir ozono. La estación está ubicada en el valle del Mijares a unos 38 km. de la costa y a 420 m de altitud, correspondiente a una distancia aproximada entre los emplazamientos Tipo #2 y Tipo #3, de las Figuras 82 y 83. Esto es, aproximadamente a la distancia en la que ocurre la máxima producción de ozono. En este emplazamiento, a finales de la tarde queda ozono disponible del drenaje de los estratos de reserva que se va consumiendo durante la noche, y los valores mínimos se alcanzan un poco antes de la 0600 UTC.

La estación de Valbona<sup>42</sup> está ubicada en el mismo valle (Mijares) a unos 78 km. de la costa y 950 m de altitud, y fue instrumentada cuando ya se disponía de fundamentos para sospechar que la brisa podía alcanzar las cimas montañosas del interior (ver Sección 8). En este emplazamiento (Figura 87) queda ozono disponible del drenaje de los estratos de reserva que se van consumiendo durante la noche, y los valores mínimos se alcanzan un poco antes de la 0600 UTC. Por la mañana, la subida inicial del O<sub>3</sub> es seguida por valores casi constantes, o un crecimiento poco pronunciado, hasta que llega el frente de la brisa combinada después de las 1400 UTC. A partir de ese momento se produce un incremento marcado en la velocidad del viento y una subida (casi en forma de escalón) en los valores de ozono (Ref. 77).

Las concentraciones normalizadas muestran una pronunciada inflexión (en forma de hombro) entre las 1000 y 1300 UTC, que representa el retraso entre la fumigación matinal y la llegada de la brisa combinada con más O<sub>3</sub>. El máximo de ambos, tanto de O<sub>3</sub> como de la velocidad de viento, ocurre aproximadamente a las 1600 UTC. Una inflexión parecida, que marca el tránsito del período dominado por la fumigación matinal al dominado por la advección (transporte), aunque de mucha menos duración se puede observar en Cirat (Figura 86). Estos datos, junto con las observaciones visuales (Figura 42), confirman que existen desfases temporales entre la llegada de la brisa combinada (aumento de la velocidad del viento y consolidación de su dirección) y el aumento de las concentraciones de O<sub>3</sub>.

Durante las campañas de la CE no se instrumentaron estaciones urbanas ni peri-urbano ni en cimas de montañas. Para ilustrar los ciclos en otros emplazamientos se han usado datos de la Red Valenciana de Vigilancia y Control de la Contaminación Atmosférica (RVVCCA) de la Generalidad Valenciana, en operación desde 1996. Algunos de los emplazamientos de dicha red fueron seleccionados a partir de los conocimientos adquiridos en los proyectos europeos. Onda es un emplazamiento de Tipo #2, está situado en la desembocadura del valle del Mijares a unos 20 km. de la línea de costa. A esta distancia el ozono en la brisa de mar comienza a recuperarse, después de haber pasado por las urbanizaciones y áreas industriales costeras y ser titrado por las emisiones de NO. Su ciclo lo muestra la Figura 88.

---

<sup>41</sup> En aquella época (1986-87) aún no se conocía la distancia que podía recorrer la brisa de mar en las áreas mediterráneas. Hoy día (2007), y después de un gran número de publicaciones en revistas científicas, e informes de la CE, los servicios meteorológicos siguen empleando la frase "vientos flojos variables con brisas" para referirse al régimen de vientos en la costa mediterránea en verano, como si fuese un fenómeno puramente local, sin ser conscientes de la intensidad, continuidad, e importancia de estas circulaciones costeras en la Cuenca Mediterránea.

<sup>42</sup> Actualmente no pertenece a ninguna de las redes de medida "oficiales". Después de los proyectos europeos el emplazamiento sigue instrumentado y mantenido por el CEAM para mantener la continuidad de las series de ozono.

La Figura 89 muestra los datos de la estación de Vilafranca de la RVVCCA. Está situada en el borde sur del Valle del Ebro, a unos 48 km. de la costa y 1125 m de altitud, en un collado en forma de silla de montar. Éste separa la cabecera de dos valles que fluyen uno hacia el interior (buscando el valle del Ebro hacia el Oeste) y el otro hacia la costa, y tiene montañas en la dirección Norte-sur, perpendicular a la conexión entre los valles. El valle que va hacia la costa no tiene una conexión directa al mar pero la estación se comporta de forma similar a la de Valbona. Sin embargo, al estar a mayor altitud y en un collado los niveles de O<sub>3</sub> permanecen más altos durante la noche. En este emplazamiento la brisa combinada llega a las 1200 UTC y los máximos de ozono y de la velocidad del viento coinciden aproximadamente a las 1500 UTC.

La estación en Corachar (de la RVVCCA) está situada cerca de la cima de una montaña (≈1200 m de altitud) a unos 42 km. en línea directa a la costa. El máximo diurno de O<sub>3</sub> se observa a las 1300 UTC (Figura 89) cuando llega aire de la costa con O<sub>3</sub> de nueva producción. Después de esta hora el O<sub>3</sub> decrece muy lentamente durante la tarde y noche. El mínimo diurno ocurre aproximadamente a las 0800 UTC, y es muy significativo que coincide con el período de máxima subida de las estaciones situadas en el fondo de los valles (Onda, Cirat, Valbona). Ambas informaciones sugieren que esta estación permanece dentro de los estratos de reserva durante la noche. De este modo, el mínimo matinal coincide con la llegada de NO desde la superficie cuando le alcanza la misma actividad convectiva que arrastra O<sub>3</sub> desde los estratos de reserva hacia los emplazamientos más bajos. Esto es, durante el período de fumigación matinal.

### 16.c.3) FUMIGACIÓN Y ADVECCIÓN

Los datos de las campañas experimentales muestran que entre las 0700 y las 0800 el O<sub>3</sub> comienza a subir, rápidamente, y alcanza niveles similares en las estaciones de Burriana, Cirat y Valbona simultáneamente (Ref. 83). Esta situación apoya la hipótesis de que el O<sub>3</sub> inicial procede de fumigación desde los estratos de reserva formados el día, o días anterior(es). Esta hipótesis se valida por el hecho de que coincide en el tiempo con el momento de mínima velocidad y máxima profundidad de la actividad convectiva, justo antes de que se produzca el cambio de dirección del viento de terral a brisa.

La coincidencia en el tiempo de la subida de niveles de ozono con el cambio del régimen de vientos, en estaciones situadas a diferentes distancias dentro el mismo valle, es consistente con una fumigación matinal del ozono situado en los estratos de reserva en altura. Este tipo de proceso fue denominado por Munn como "Fumigación Clásica de Hewson" (Ref. 45). La diferencia con los estudios de Hewson en el valle de Trail en la Columbia Británica (Ref. 46,47) es que en este caso ocurre en una topografía mucho más compleja y abarca mayores distancias (i.e., 80 km. en vez de 40-60 km). La fumigación se produce cuando se está desarrollando la actividad convectiva justo antes de que se inicie la brisa de mar. El concepto de fumigación matinal del ozono procedente de los estratos de reserva en altura es asimismo consistente con el valor mínimo que se observa durante ese mismo período en las estaciones situadas en picos de montañas (p.ej., Corachar, Figura 89) ya mencionado.

Para observar las coincidencias es preferible utilizar los promedios de los valores reales como muestran las Figuras 91 y 92. La Figura 91 muestra el promedio de los ciclos diarios para junio-agosto durante los años 1997-2002 en una serie de estaciones de la RVVCCA.

El período seleccionado coincide en parte con las campañas de medidas de proyectos de la Comisión Europea. Se puede observar la coincidencia en los tiempos de subida de niveles de ozono, a partir de las 0700 UTC, después de pasar por los mínimos un poco antes de las 0600 UTC. Esto ocurre para todas las estaciones excepto la de Corachar, en donde el mínimo matinal coincide con el período de máxima pendiente en las otras estaciones, y puede considerarse como una primera validación del concepto de fumigación de los estratos de reserva.

El otro factor que tiende a validar el concepto de fumigación desde los estratos de reserva es que, aproximadamente a las 1030 UTC, los valores de ozono casi coinciden en todas las estaciones excepto la situada en un emplazamiento urbano (Aragón). Esta situación ya había sido detectada en los datos de las campañas de medida (Ref.83). Los valores son asimismo similares (aunque algo más altos) a los que registra el emplazamiento costero. Ambos factores sugieren que los niveles de ozono observados en ese período provienen en su mayor parte de la fumigación de una masa aérea extensa (los estratos de reserva sobre la costa y el mar), aunque las estaciones sobre tierra, a esa hora, también manifiestan un incremento (con respecto a los valores en la costa) debido a la incipiente producción fotoquímica.

Otro ejemplo se presenta en la Figura 92, que muestra los promedios de los ciclos diurnos de junio-agosto de las mismas estaciones para los años 2001 a 2006. Las conclusiones son, esencialmente, las mismas. En la Figura 92, sin embargo, se pueden detectar otros dos puntos relacionados. Los valores máximos descienden ligeramente en Onda con respecto a los de la figura anterior. Esto sugiere que el emplazamiento de Onda va quedando inmerso en una zona industrial en crecimiento y que su estatus va derivando hacia una estación más urbana en donde los niveles de NO<sub>x</sub> van dominando progresivamente.

Dicha situación, por otra parte, es concordante con el segundo factor observado. Esto es, que las concentraciones de O<sub>3</sub> han aumentado en la estación de Vilafranca, y el máximo se observa casi una hora más tarde. Esta situación es también consistente con el aumento de emisiones en la costa, en una zona urbana industrial más extensa, que hace que el máximo de producción de ozono aumente y se desplace hacia el interior.

La Figura 92 también presenta un tratamiento de los datos que apoya el concepto de la fumigación de ozono. El gráfico inferior presenta la diferencia incremental de los valores de ozono (una especie de primera derivada de las curvas de ciclo diurno). De este modo el mínimo matinal se registra cuando las diferencias pasan por el valor cero (aproximadamente a las 0600 UTC), y los valores de máxima pendiente aparecen como máximos alrededor de las 0800 UTC. El ciclo de Onda muestra una primera subida a las 0800 (fumigación matinal) y un máximo absoluto a las 1100 UTC (transporte de ozono de nueva producción fotoquímica) consistente con lo presentado en la Figura 88.

Los dos máximos se pueden observar por separado en el ciclo de Vilafranca, con la fumigación matinal antes de las 0800 UTC y la llegada de la nueva producción fotoquímica a las 1300. En el caso de Corachar, el mínimo matinal se acusa como un cruce de cero al mismo tiempo que se observa la máxima subida en las otras estaciones, y su máxima subida coincide con la observada en Vilafranca.

Finalmente, la estación urbana de Aragón muestra un tipo de ciclo "clasico de los Angeles", con niveles máximos a las 1400 UTC, pero es claramente no representativa de lo que sucede en las zonas más rurales.

*16.d) Datos anuales de la Red Valenciana de Vigilancia y Control de la Contaminación Atmosférica (RVVCCA)*

La Figura 93 presenta la evolución anual del promedio mensual de los ciclos diurnos para las mismas estaciones durante los años 1997-2002. Se observan los siguientes puntos:

- El ciclo en la costa presenta los valores mínimos diarios y puede descender por debajo de  $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$ . Las campañas de los proyectos europeos indican que este tipo de estación, en línea de costa a sotavento de la ciudad durante la noche, da los registros mínimos absolutos en todas las zonas costeras del Mediterráneo.
- Durante los meses de enero y febrero el ciclo diurno tiene continuidad en todas las estaciones hasta Vilafranca, pero no participa Corachar.
- El ciclo muestra continuidad hasta la cima de las montañas desde marzo a octubre.
- Durante la primavera (abril-mayo) se observa un máximo del ozono que afecta las estaciones costeras y, en particular, sube los valores mínimos en la costa.
- A partir de junio los valores máximos en la costa disminuyen y vuelven a mostrar otro máximo en septiembre. La evolución anual de los máximos en la línea de costa muestra un comportamiento anual en forma de M.
- Ambos períodos en esta región coinciden con: (1) el período en que la masa de aire costera pasa de oscilar entre la costa y las cimas, a la de plena volcadura vertical con recirculaciones verticales y un aumento de volumen efectivo, y (2) el tránsito en otoño del período de volcadura veraniego al de oscilaciones con volumen más confinado.
- El comportamiento en M también se detecta en las cimas montañosas con máximos en mayo y agosto.
- Los máximos absolutos se producen en las estaciones a distancia media, cerca de las cabeceras de los valles en julio.
- Los valores máximos observados en la costa durante el periodo de la brisa pueden considerarse como el nivel de fondo regional resultante de las recirculaciones verticales.
- Si la diferencia entre los valores máximos observados entre la costa y las estaciones medias en julio es como promedio de  $30 \mu\text{g}/\text{m}^3$  con respecto a los promedios de  $120 \mu\text{g}/\text{m}^3$ , habría que plantearse cómo explicar la contribución, como media, de  $90 \mu\text{g}/\text{m}^3$  de fondo regional durante las condiciones episódicas o de alerta.



## El Ozono Troposférico en el Sur de Europa: Aspectos dinámicos documentados en proyectos europeos

### ANEXO I: FIGURAS



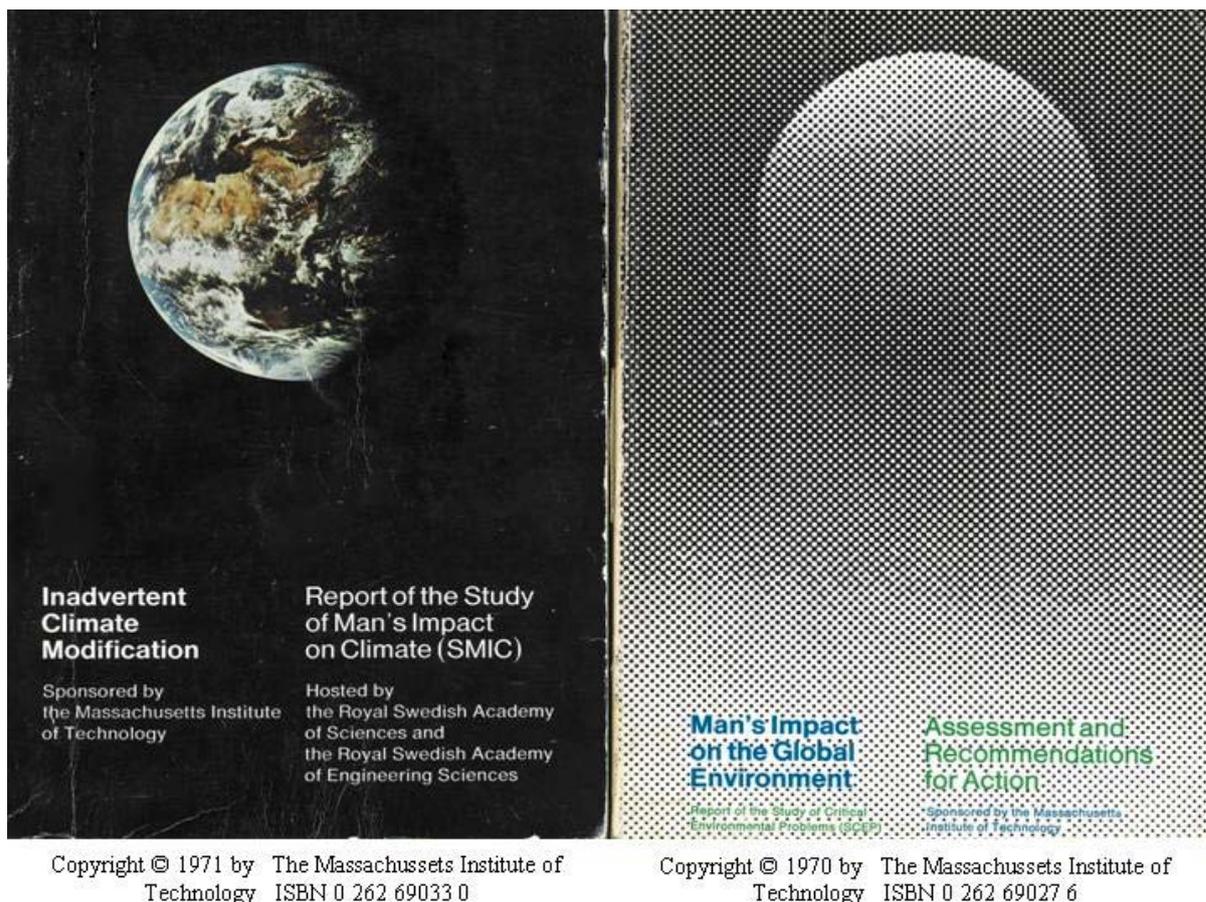


Figura 1. Los dos informes preparados por el Massachusetts Institute of Technology (MIT) y el Consejo Internacional de Uniones Científicas (ICSU) para la Conferencia de las Naciones Unidas de Estocolmo que lanzó el tema de medio ambiente a nivel global. En Estocolmo se utilizó el primer documento “El Impacto del Hombre en el Medio Global”, para las recomendaciones y actuaciones propuestas por las Naciones Unidas. El documento sobre el “Cambio Climático Inadvertido”, que precedió a la creación del International Panel for Climate Change (IPCC) y sus informes en más de 24 años no llegó a utilizarse. Muchas de las conclusiones del 4AR (2007) ya aparecen en 1971, aunque no se disponía de tanta evidencia científica. Sin embargo, en 1971 se ponía mucho más énfasis en la componente del cambio climático causado por los cambios de usos del suelo y la desertificación.

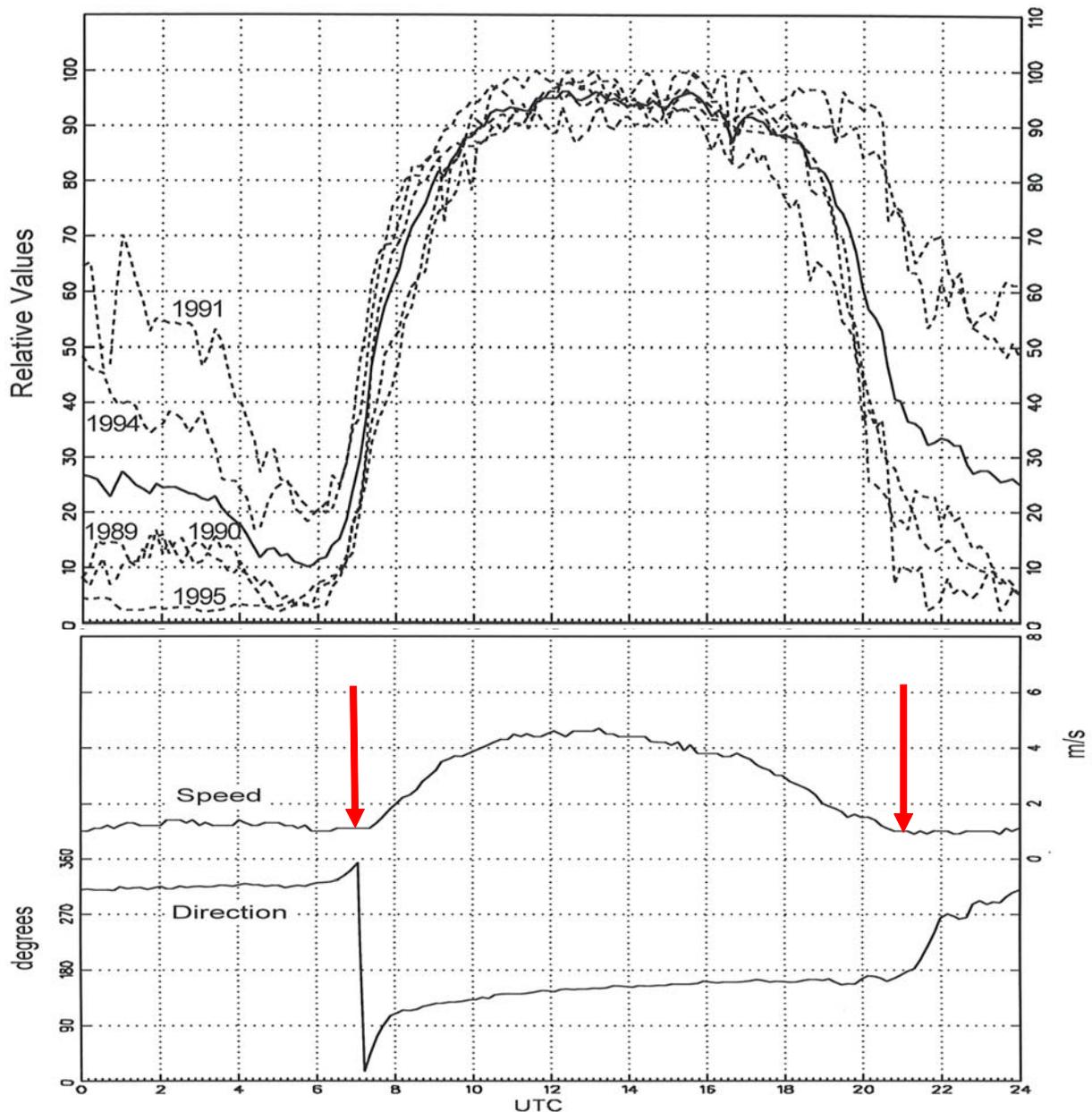


Figura 2. Promedio de los ciclos diarios de ozono (líneas de trazos con fechas) y de la dirección y velocidad del viento en un emplazamiento costero (CS-SUR, en Figura 36). Los perfiles se obtuvieron en campañas de campo de dos semanas de duración a finales de julio (1989, 1990, 1991, 1994 y 1995) en 5 proyectos europeos. Para resaltar el ciclo diario en vez de los valores absolutos, cada perfil diario fue normalizado al valor máximo observado antes de promediar cada dos semanas. El promedio de todos los promedios es la línea negra sólida y muestra una evolución en forma de onda cuadrada con valores de  $O_3$  casi constantes durante el periodo de brisa ( $\approx 14$  h en este área y época del año) marcado con flechas rojas (Ref. 83). La dirección de la brisa de mar gira desde  $\approx 90^\circ$  a su inicio hasta  $\approx 160^\circ$  a su final, y no llega a los  $\approx 210^\circ$ , i.e., alineada paralela a la costa, que ocurriría si actuase libremente la fuerza de Coriolis y se alcanzara equilibrio geostrofico. Esto sugiere que existen otros forzamientos a escala mayor (ver texto).

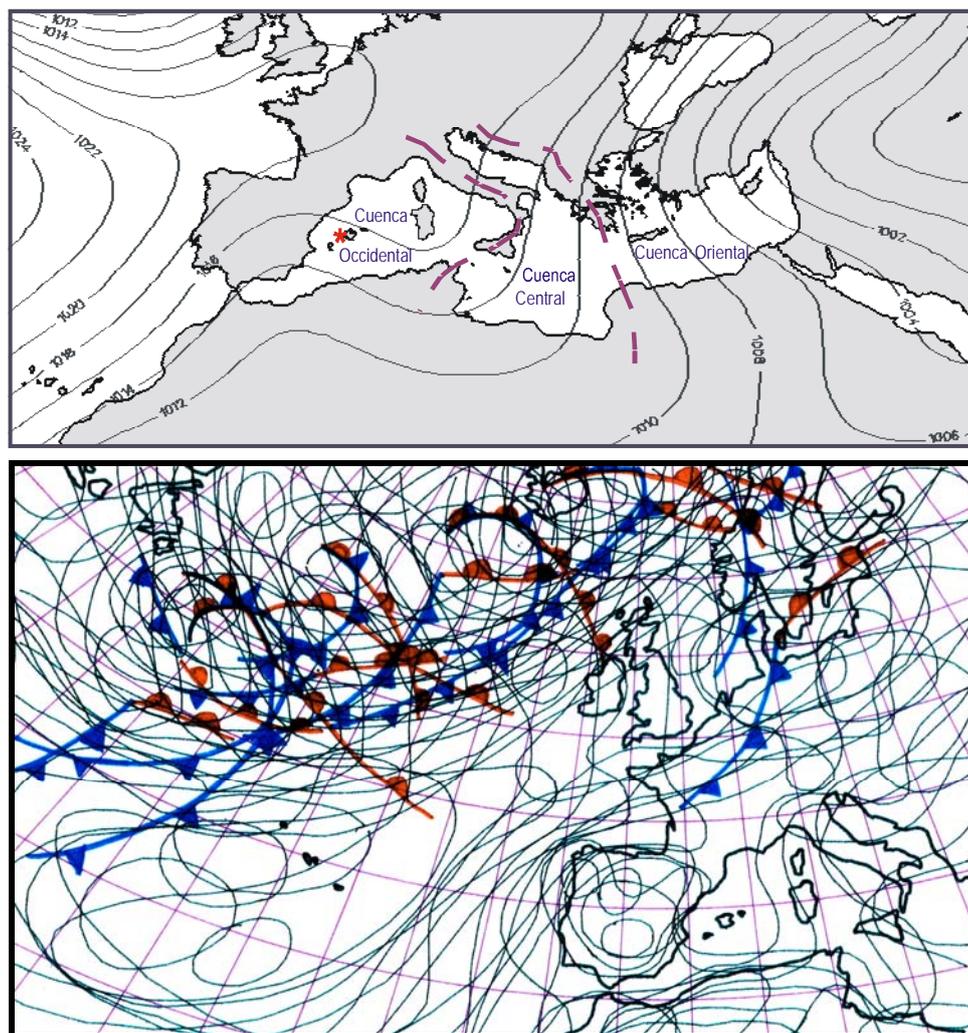


Figura 3. Gráfico superior: Sub-cuencas del área Mediterránea y promedio de las presiones en superficie sobre Europa en julio. Gráfico inferior: La superposición de los mapas sinópticos de las 12:00 UTC los días 2-7 de julio de 1987 muestra que la Baja de Islandia domina las condiciones sobre el Norte de Europa y, junto con la acción de bloqueo del Anticiclón de las Azores, hacen que las depresiones atlánticas y sus sistemas frontales tiendan a pasar por las Islas Británicas. Las condiciones anticiclónicas sobre la cuenca Mediterránea Occidental favorecen el desarrollo de circulaciones meso-escalares de ciclo diurno, con bajas presiones relativas sobre la Península Ibérica (Baja Térmica Ibérica) compensadas por altas presiones relativas sobre el Golfo de Vizcaya y sobre la Cuenca Balear a esta hora del día. La Baja Térmica de Anatolia produce hundimientos compensatorios (subsidiencias) sobre los Mares Negro y Egeo que potencian vientos locales durante el día, p.ej., los Etesianos en el Mar Egeo. En general, Europa Oriental queda bajo la influencia de la Baja Asiática que impone condiciones advectivas sobre la Cuenca Oriental que tienden a inhibir el desarrollo de circulaciones meso-escalares.



Figura 4. Europa y parte del Norte de África. El contraste entre la Europa húmeda, verde, y esencialmente plana, y la Europa seca, marrón y montañosa es evidente.

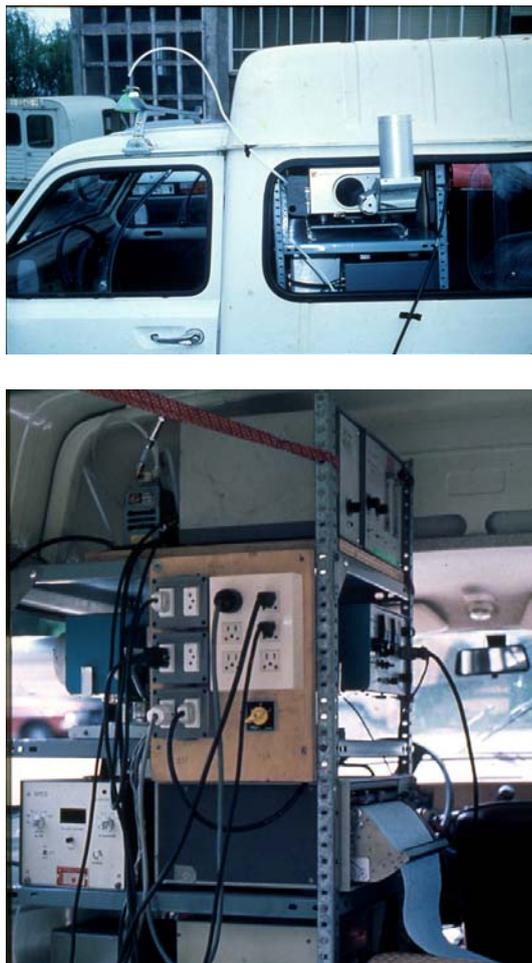


Figura 5. Detalle de una de las furgonetas instrumentadas para el estudio de Bilbao. En la parte superior se ve el telescopio del COSPEC mirando hacia la vertical y la campana y tubo de aspiración del sensor de  $\text{SO}_2$  de respuesta rápida (Sign-X) sobre la cabina del conductor. En la foto inferior se ven: el Sign-X arriba, el COSPEC en el centro detrás de los enchufes, y abajo un registrador gráfico de cuatro canales con un generador de impulsos a su izquierda. El generador se conecta al velocímetro, o a una de las ruedas traseras, mediante una sirga y genera un número de pulsos proporcional a la velocidad del vehículo, para que el registrador avance el papel de forma proporcional a la distancia recorrida. Esto ahorra papel gráfico en tráfico lento y facilita el proceso de datos. En la actualidad toda la adquisición de datos se controla con un GPS y un ordenador portátil.



Figura 6. Penacho de la CT de Santurce con viento del NW, y campo de concentraciones de  $\text{SO}_2$  en la ría de Bilbao el día 23/09/82 (entre las 12:30 y 14:30 UTC) medido con una unidad móvil instrumentada con un COSPEC y un sensor de respuesta rápida a lo largo de las carreteras marcadas en el gráfico inferior. La señal del COSPEC, proporcional a la cantidad total de  $\text{SO}_2$  sobre la vertical, se representa en color azul. Las concentraciones de  $\text{SO}_2$  en superficie aparecen en rojo. El penacho de la CT, cuyo origen es el punto rojo situado bajo la palabra MAR, viaja hacia Bilbao. Los perfiles del COSPEC indican que se mantiene en altura durante todo el recorrido. Sólo a  $\approx 14$  km. de la CT se detectan valores de  $\text{SO}_2$  en superficie, que pueden proceder de fuentes más bajas y más cercanas al área de impacto.

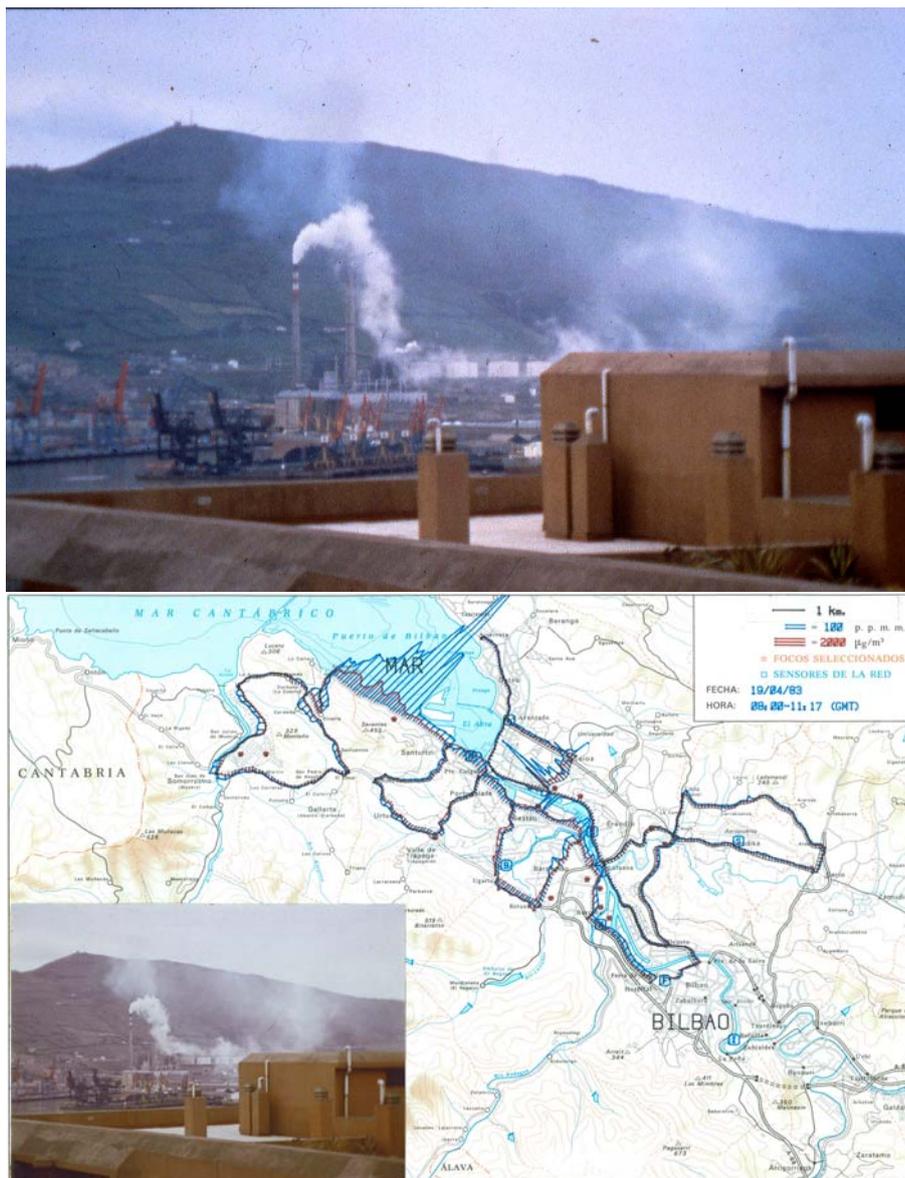


Figura 7. Caso extremo de arrastre aerodinámico de un penacho a sotavento de un obstáculo el 19/04/82 (08:30-11:17 UTC). Cuando el viento es casi perpendicular al monte (Serantes) tira el penacho al suelo dentro de su estela turbulenta. Las concentraciones en superficie están dominadas por un impacto directo extenso (perfil rojo) a sotavento de la CT. Una vez en el suelo parte del penacho puede ser atrapado en la recirculación espiral que se produce en la estela turbulenta de la montaña, y transportado a lo largo de su falda siguiendo la componente del viento paralela a la montaña. Este tipo de situación explica impactos "inesperados" de penachos a muchos km. de sus fuentes, en direcciones casi perpendiculares a las del viento "dominante" (p.ej., el de la CT de Cercs en Cataluña). En el caso ilustrado, el área de impacto se alarga unos 3 km. hasta el final de la cadena del Serantes.



Figura 8. Dos ejemplos adicionales de arrastre aerodinámico a sotavento de una montaña. Lo más importante en estos casos es que este tipo de comportamiento y sus impactos, incluyendo transportes en espiral a lo largo de la montaña en direcciones casi perpendiculares al “viento dominante”, no son considerados ni en los formulismos más usuales para el cálculo de altura de chimeneas, ni en los modelos utilizados para las evaluaciones de impacto ambiental. Y, en cualquier terreno mínimamente complejo, pueden ser muy frecuentes.

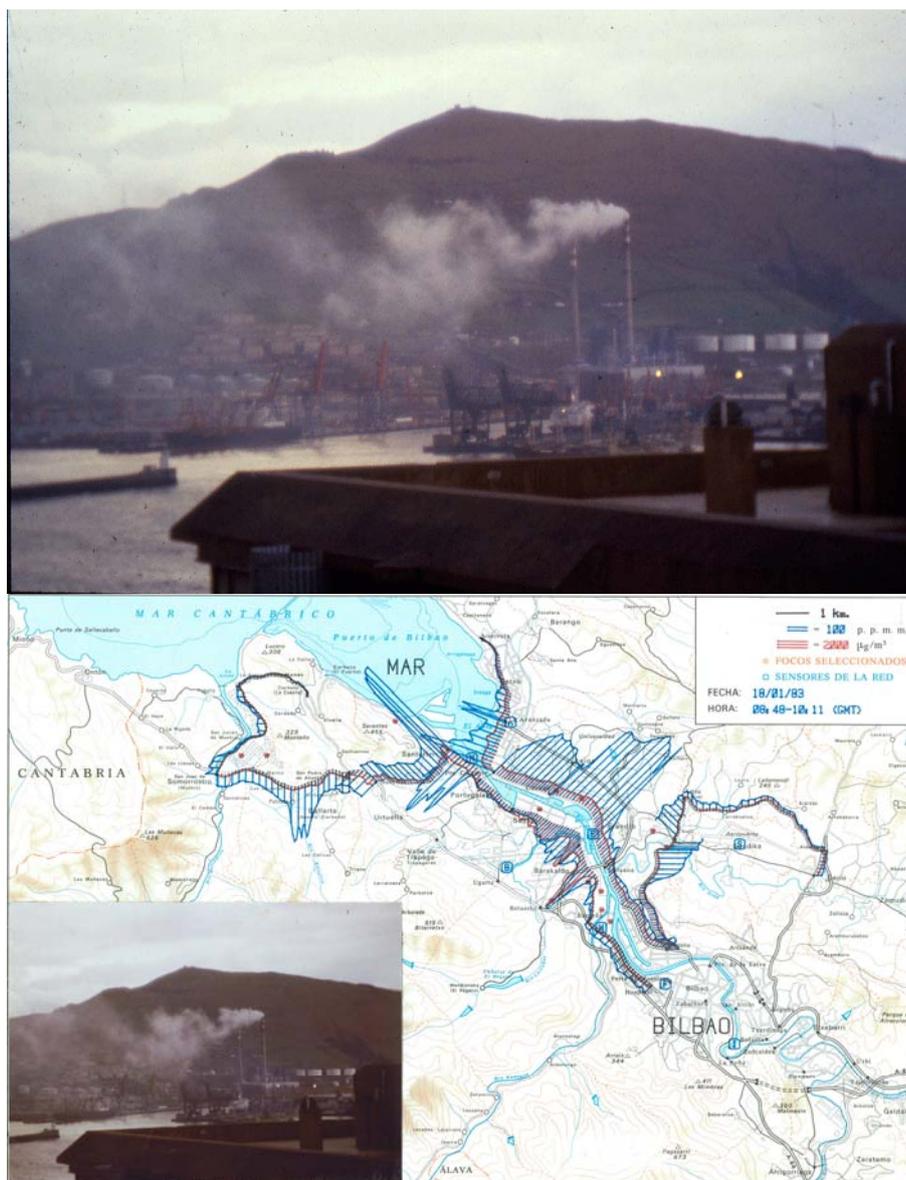


Figura 9. Arrastre aerodinámico en la estela de una montaña el 18/01/83 (08:40-10:11 UTC). Esta es una de las situaciones que causaron más problemas a IBM en Bilbao. Con una componente oeste a noroeste el viento en altura tira el penacho al suelo y a continuación lo canaliza por la ría. De este modo se miden altas concentraciones de forma simultánea en todas las estaciones situadas a lo largo de la ría, desde la costa hasta el interior. Considerando que con vientos de NW en superficie el penacho "debería" comportarse como en la Figura 6, i.e., con las concentraciones aumentando progresivamente hacia el interior desde casi cero en la costa, el sistema IBM mandaba una orden de calibrar los sensores asumiendo que esa situación no podía ocurrir, y que el sistema había entrado en trance (todos los sensores se habían descalibrado). El problema era que su modelo no esperaba este tipo de comportamiento, nadie miraba por la ventana a ver qué pasaba, y de este modo perdieron, durante muchos años, datos sobre los efectos de un proceso real muy frecuente en esta zona.

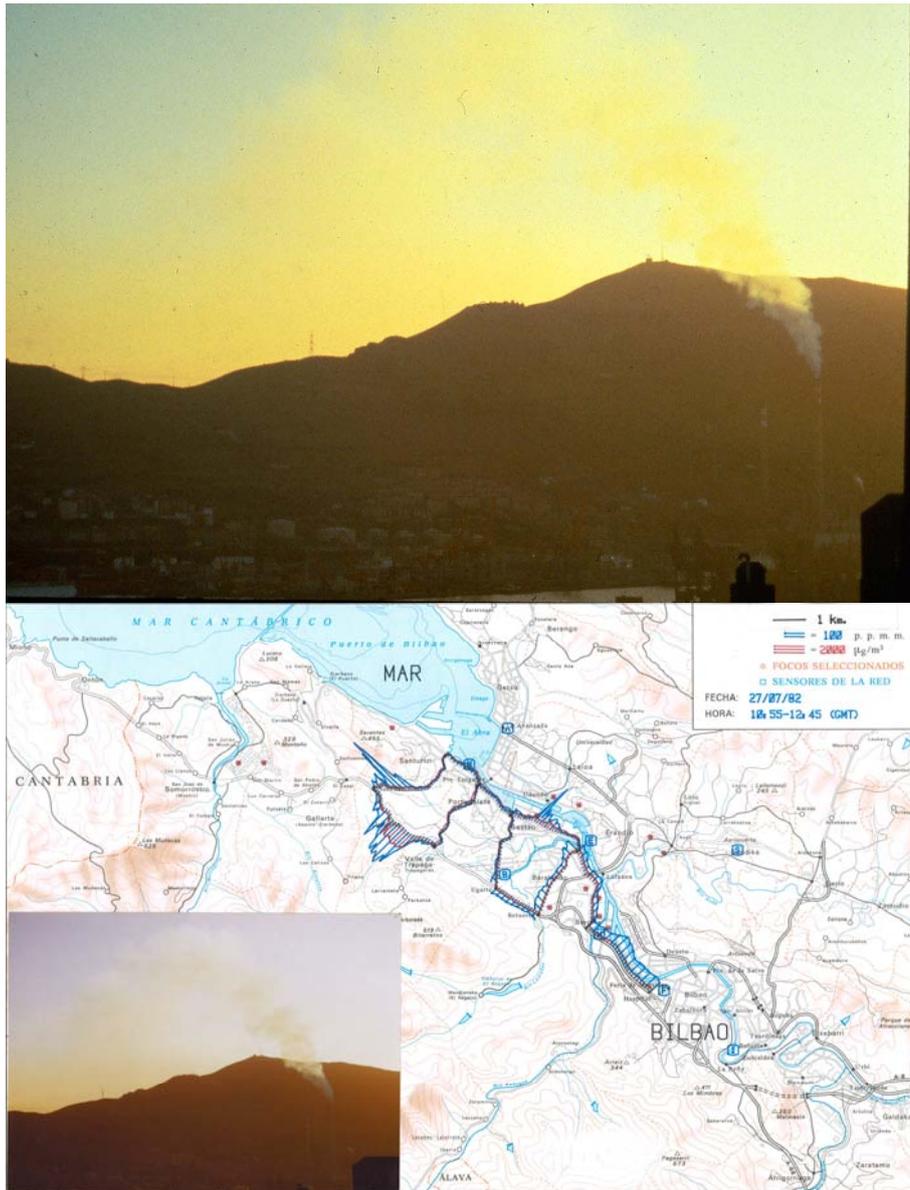


Figura 10. Pre levantamiento y posterior arrastre aerodinámico a sotavento de una montaña el día 27/07/82 (10:55-12:45 UTC). Otra situación causante de problemas a IBM. Con una componente norte el viento en altura primero eleva el penacho sobre la cima y luego lo arrastra al suelo en la estela de la montaña. Por otra parte, cerca del suelo el viento se canaliza por la ría con una componente NW. En este caso, las estaciones situadas a lo largo de la ría dan unos valores lógicos (esperados), pero no se podían explicar las altas concentraciones en la estación situada al sur del Serantes (Trápaga). Los altos valores en ésta se atribuían a emisiones de Petronor, y los problemas surgieron los días que hubo altos impactos y Petronor no estaba funcionando.



Figura 11. Dos estadios en la oscilación (derrame y re-entrada) de los contaminantes en una ría industrializada el 27/07/83. La figura superior, a las 09:18 locales (07:18 UTC), muestra un flujo de derrame estable hacia el mar (a la derecha). Puede observarse que los penachos se termalizan y estratifican a poca distancia de su emisión. La profundidad del flujo estable es de unos 150 m. Unas horas más tarde (16:04 local) se produce la entrada de la brisa de mar. Los penachos de la derecha se han re-alineado con el nuevo flujo, el frente de brisa está situado cerca del centro de la figura y el penacho en el centro de la figura se lo está pensando. Como se ve la brisa no ha llegado aún a la parte izquierda de la figura y el penacho en esa zona aún permanece en el flujo de derrame.



Figura 12. Otros dos estadios en la oscilación de los contaminantes en la ría de Bilbao el 27/07/83. La figura superior, a las 14:37 (UTC), muestra como la brisa está alcanzando el penacho a la izquierda de la figura. Puede detectarse que la emisión a Altos Hornos de Vizcaya (AHV) penetra la capa de la brisa y entra en su flujo de retorno hacia el mar en altura (justo por encima del viento en superficie). En la figura de las 14:51 (UTC) la brisa ha penetrado más y transporta (casi) todas las emisiones hacia el interior. El penacho de AHV (justo a la derecha de la figura) sigue en el flujo de retorno. Se puede notar que la profundidad de la brisa de mar está confinada por debajo de aproximadamente 150 m (se observa aire más limpio a partir de esta altura). En principio, este confinamiento vertical puede considerarse “anómalo” el 27 de julio en estas latitudes (ver también la Figura 20).

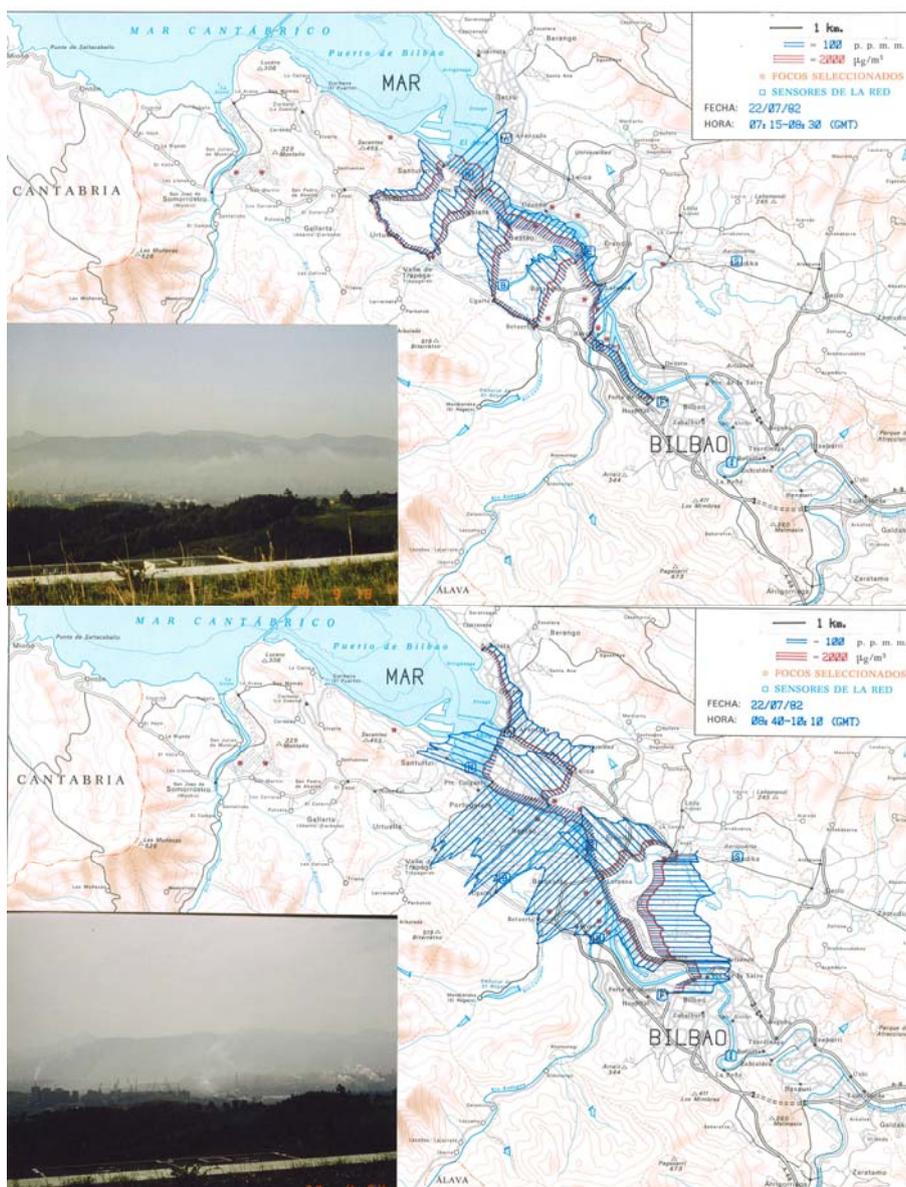


Figura 13. Ciclo de oscilación de una masa aérea contaminada. La figura superior muestra la situación entre las 07:15 y las 08:30 UTC del 22/07/82. Las unidades móviles documentan el estadio final de un drenaje de los contaminantes en la ría de Bilbao con un aumento progresivo de los valores de  $\text{SO}_2$ , en altura (azul) y en superficie (rojo), desde el interior hacia el mar, donde se han acumulado durante la noche. Esta situación es similar a la que muestra la Figura 9 el 27 de julio de 1984 a las 07:18. La figura inferior, entre las 08:40 y la 10:10 UTC documenta la situación transitoria de la entrada del frente de brisa que va produciendo una fumigación intensa y altos valores de  $\text{SO}_2$  sobre ambos márgenes de la ría. La situación sería similar a la representada en la Figura 9 a las 14:04 UTC. Sin embargo, puede observarse que este día la brisa inició su entrada (08:40-10:40 UTC) unas horas antes que en la Figura 11 (a las 14:04 UTC).

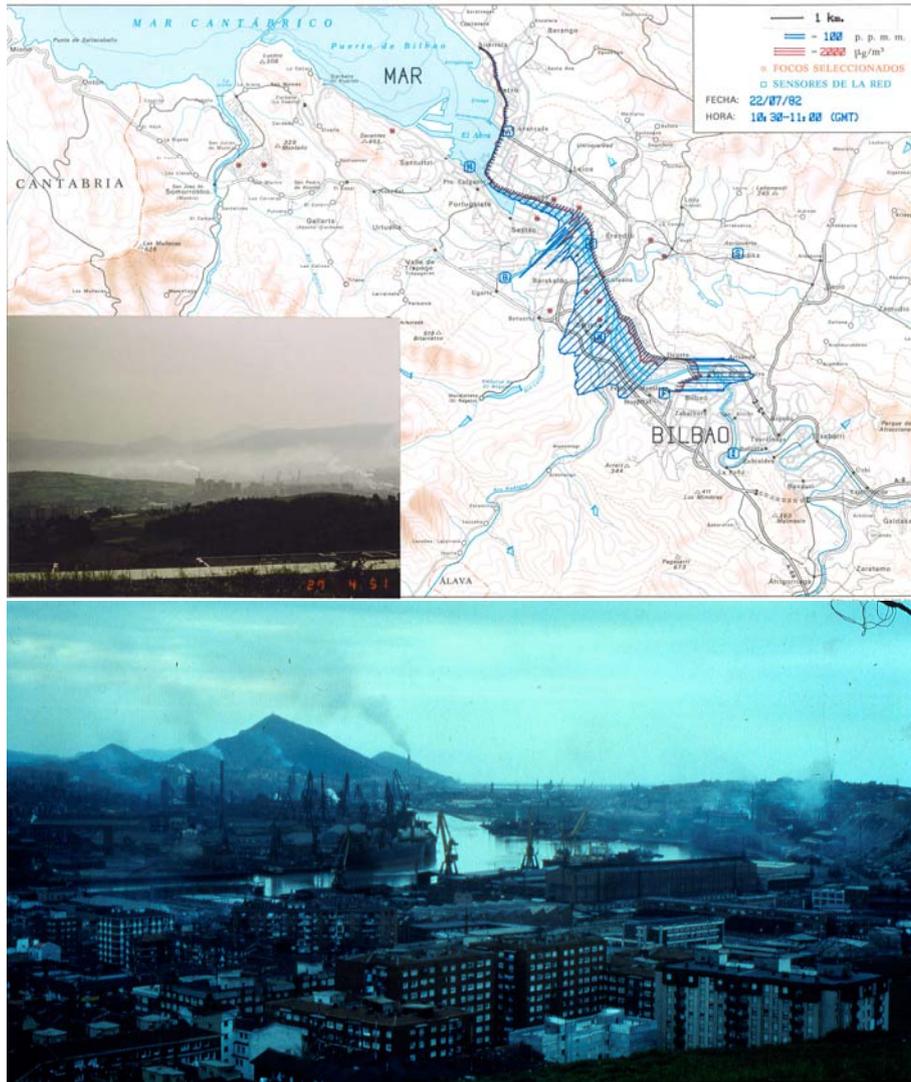


Figura 14. Ciclo de oscilación de una masa aérea contaminada. La figura superior muestra otro estadio en la entrada de la brisa el día 22 de julio de 1982 (10:38-11:00 UTC), similar al de la Figura 10 a las 14:51 UTC. Las concentraciones a esa hora son bajas en la costa y aumentan hacia el interior como corresponde a su transporte con un viento del NW canalizado por la ría. La foto inferior muestra el estadio final de otro ciclo de re-entrada con viento en altura del N, y se pueden detectar: un pre-levantamiento y arrastre del penacho de la CT a sotavento del Serantes. En este caso se han formado nubes de estancamiento pero la brisa persiste e indica que existe un forzamiento meteorológico mayor que el puramente local (ver Figura 47).

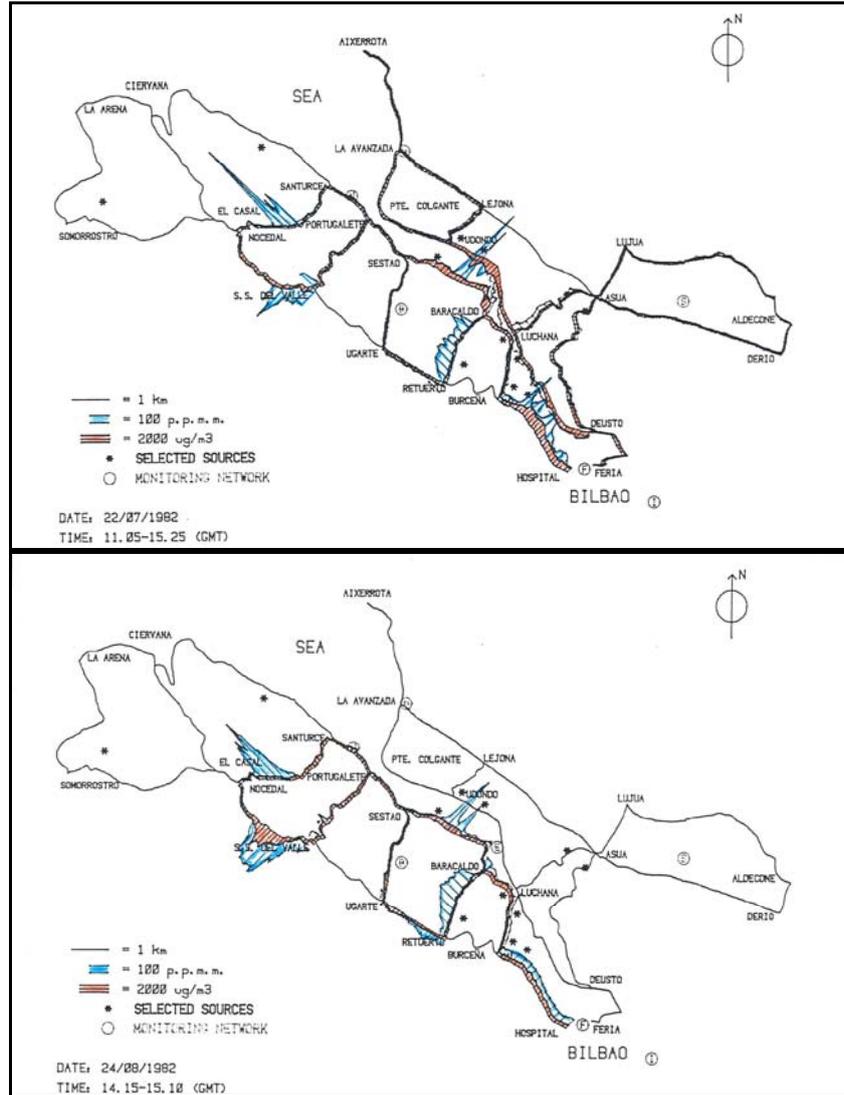


Figura 15. Dos situaciones adicionales en las que el penacho de la CT de Santurce termina alineado en dirección Sur coincidiendo con un ciclo de drenaje y re-entrada con la brisa de mar. En la Figura superior, el 22/07/1982, se muestran los perfiles siguientes (11:05-15:25) a los de la Figura anterior, esta vez sobre el margen izquierdo de la ría. El ciclo es similar al ilustrado en las Figuras 13 y 14 y puede terminar con un comportamiento (Figuras 10 y 14) en las que el penacho salta por encima del Serantes y se alinea directamente en dirección Sur, coincidiendo con la formación de la Baja Térmica Ibérica sobre la península. En el gráfico inferior se muestra otra situación similar, con impacto al sur del Serantes. En el estudio de Bilbao se documentaron 27 situaciones de este tipo, coincidiendo todas con la formación de una Baja Térmica sobre la Península Ibérica.

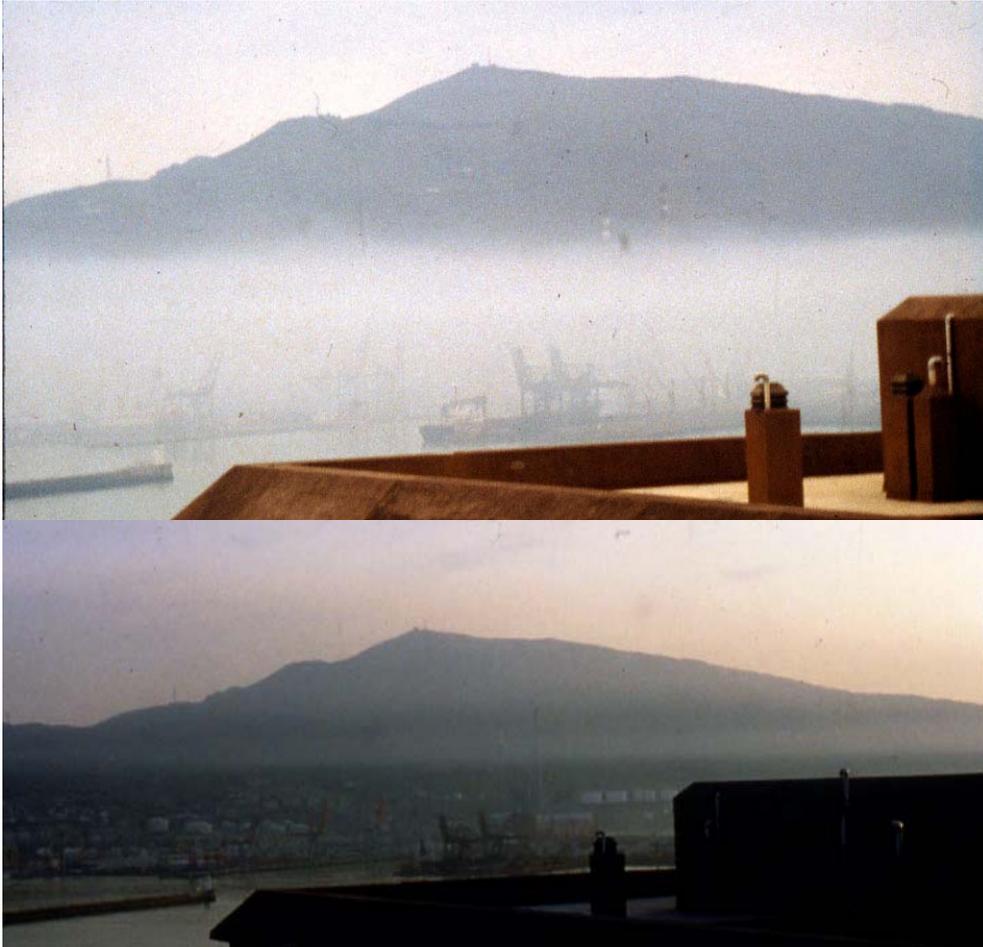


Figura 16. Durante los ciclos de re-entrada puede producirse una volcadura de los contaminantes. En las Figuras 11 y 12 se podía observar cómo el penacho de una chimenea relativamente alta penetraba la capa de brisa y entraba directamente el flujo de retorno en altura. Un proceso similar ocurre en el frente de brisa, en donde los contaminantes son inyectados directamente en los flujos de retorno. Si el período de brisa es largo, puede llegar a producirse una volcadura casi total de los contaminantes. La figura muestra los contaminantes en la desembocadura de la ría de Bilbao el día 28 de mayo de 1984, a primeras horas de la mañana ( $\approx 07:00$  hora local) y a las 19:00 de la tarde del mismo día. La profundidad de las capas se puede estimar por comparación con las chimeneas de la CT de unos 180 m de altura. Por la mañana el estrato superficial estable tiene unos 150 m. Por la tarde, el aire en la capa superficial está más limpio, mientras que los contaminantes están por encima, en los estratos de retorno de la brisa. El estrato más inferior puede observarse claramente a unos 120 m de altura.

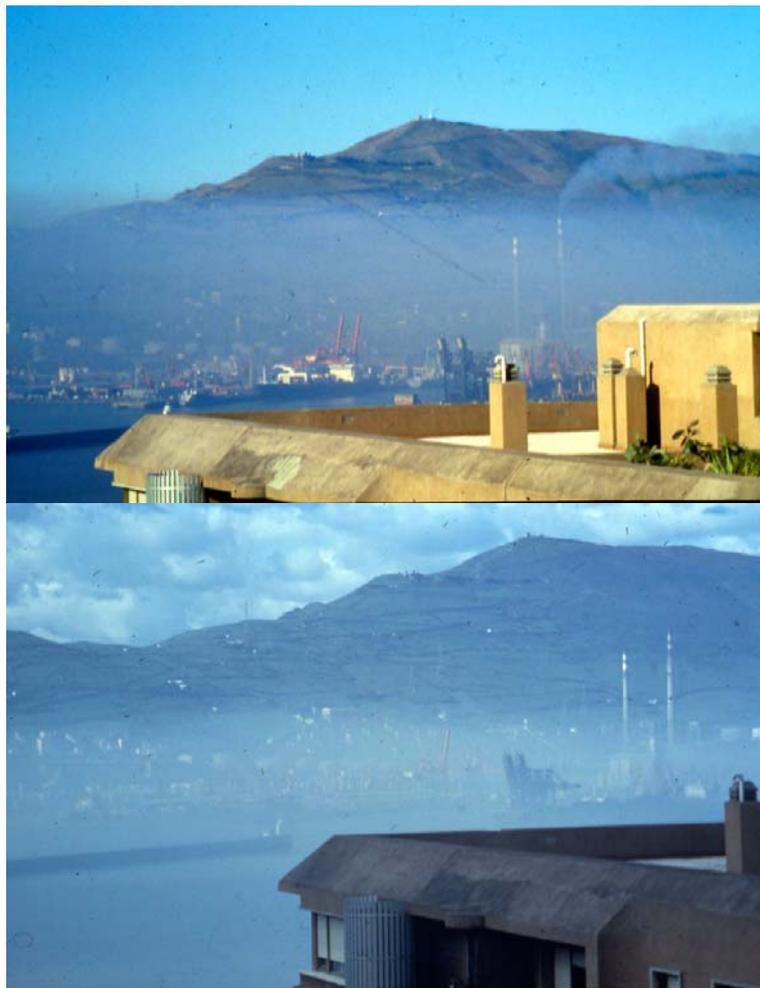


Figura 17. Efectos estacionales en los ciclos oscilatorios (Bilbao). En otoño (Figura superior) el mar está relativamente cálido y los flujos en drenaje comienzan a estar bastante fríos. En estas condiciones la masa aérea que drena por la noche se estanca al llegar al mar donde se produce una mezcla convectiva entre el aire frío y el mar caliente. Con el suelo seco (prados color marrón en el Serantes) el calentamiento solar del día siguiente es suficiente para disparar una brisa de mar, aunque sea de poca duración, que re-entra, ya bien mezclados, los contaminantes emitidos durante la noche anterior junto con las nuevas emisiones. De este modo pueden producirse episodios de contaminación si las condiciones persisten varios días, y las emisiones se acumulan en la misma masa de aire (que sólo oscila dentro de la cuenca). En primavera (foto inferior) el mar puede estar más frío que el aire en drenaje y el suelo húmedo (prados color verde en el Serantes). El flujo de drenaje no sólo no se estanca sobre un mar más frío en la desembocadura, sino que puede formarse una inversión superficial que favorece su transporte mar adentro durante la noche. El día siguiente, con el suelo húmedo, el calentamiento solar es incapaz de desarrollar una brisa de mar y no se produce la re-entrada de los contaminantes y, si llega a producirse, sólo re-entra una pequeña fracción de ellos. Estas condiciones explican porqué los episodios intensos de contaminación atmosférica en las zonas industriales del Cantábrico tienden a producirse casi exclusivamente en otoño.

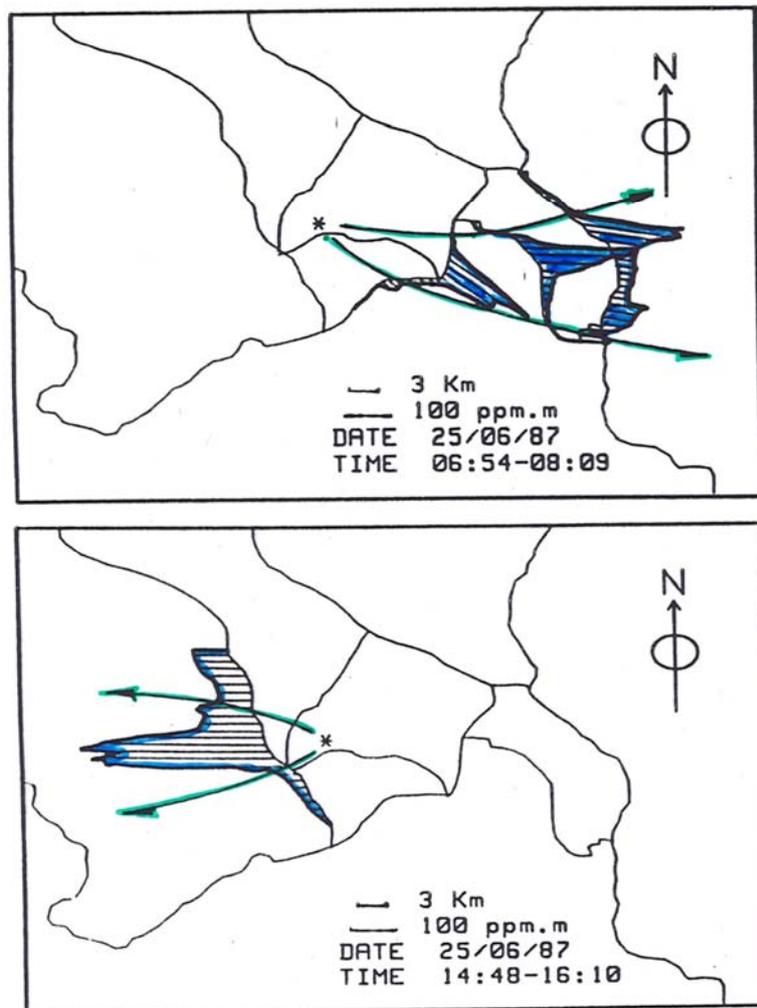


Figura 18. Giro del penacho de la CT de Andorra (Teruel) el 25/06/87. Los primeros perfiles tomados por la unidad móvil entre las 06:54 y las 08:09 (UTC) hasta unos 30 km. de la central, muestran un penacho que no impacta en el suelo y que se alinea con el flujo estable (a estas horas) en el Valle del Ebro. A las 14:48-16:10 el penacho ha girado casi 180° y fluye hacia el interior de la península acompañado de un fuerte impacto en el suelo (que no se muestra). Comportamientos de este tipo del penacho de esta CT se habían observado desde la campaña de 1979 y en todas las siguientes.

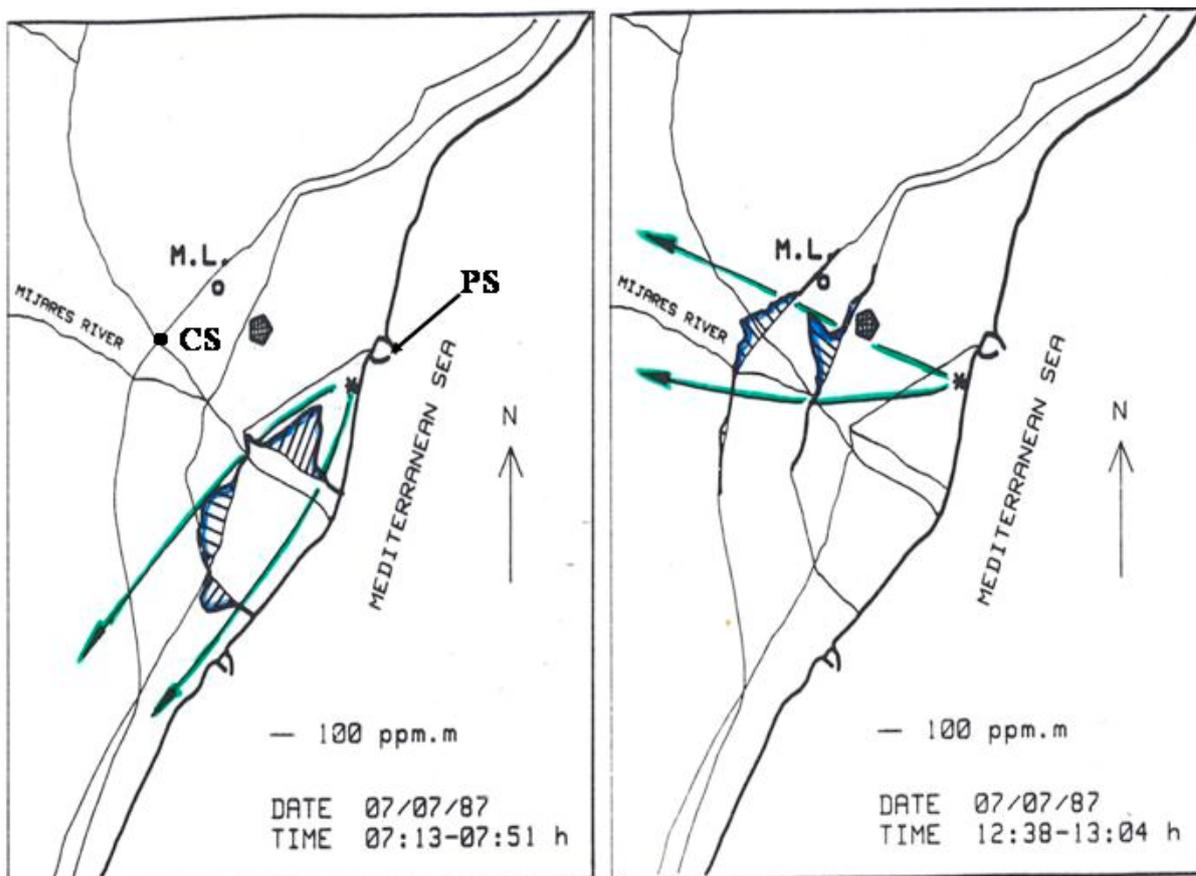


Figura 19. Giro del penacho de la CT de Castellón el 07/07/87. Los primeros perfiles tomados por la unidad móvil entre las 07:13 y las 07:51 (UTC) hasta unos 13 km. de la central, muestran un penacho que no impacta en el suelo paralelo a la costa mediterránea. Para las 12:48-13:04 el penacho ha girado unos 90° y fluye hacia el interior de la península por el valle del río Mijares. Las figuras muestran Castellón como un pentágono, la autopista como una línea que sigue la costa y se curva al oeste y alrededor de Castellón, y el lugar de sondeo en línea de costa (Casa de Bombas) lo indica las letras PS. El emplazamiento para las medidas de la Figura 19 se indica con las letras ML (Monitoring Laboratory), mientras que los datos de la Figura 20 se tomaron en el punto marcado con CS (peaje "Castellón Sur"). Las fotos del laboratorio transportable y del globo cautivo utilizado en la Casa de Bombas se muestran en la Figura 36.

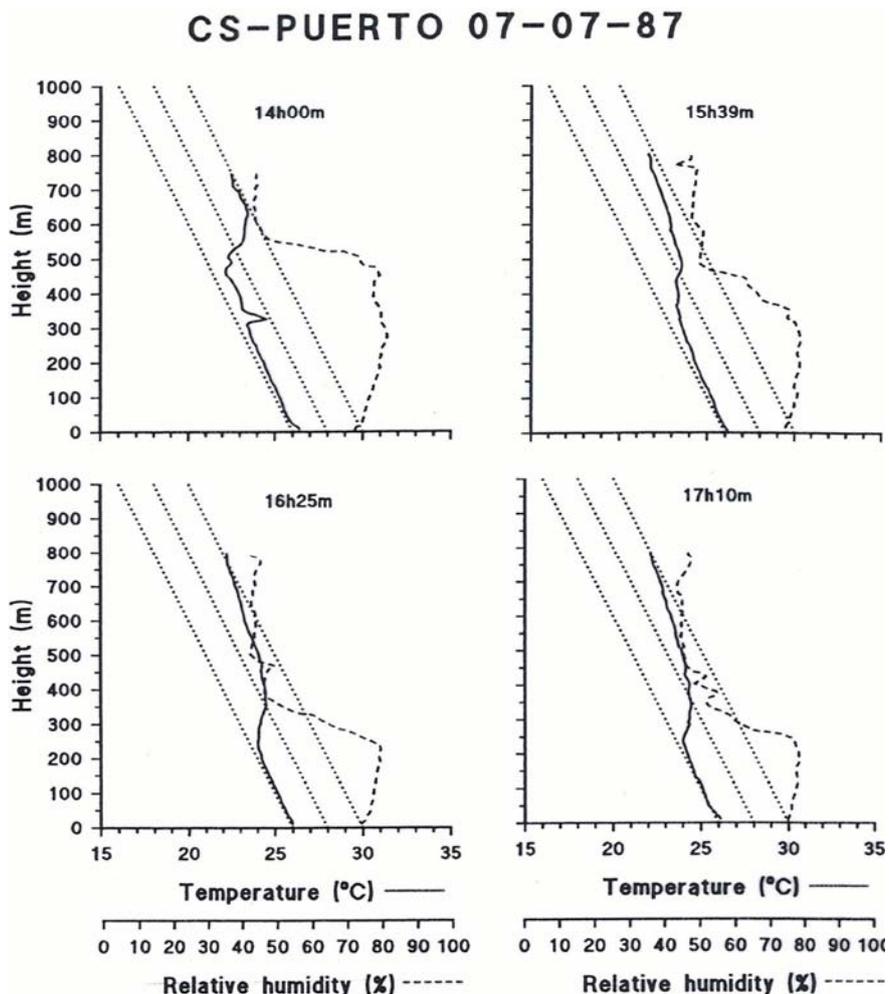


Figura 20. Sondeos en la Casa de Bombas de la CT de Castellón el 7 de julio de 1987. La evolución del estrato de brisa en este punto situado en la línea de costa se puede seguir con los perfiles de temperaturas y de humedad relativa. A las 14:00 la primera inversión de temperatura se sitúa a unos 500 m de altura y el estrato es neutro-a-ligeramente inestable. A las 15:39 la inversión ha descendido a menos de 400 m y el estrato superficial tiene estabilidad neutra. En los sondeos de las 16:25 y 17:10 el estrato neutro-a-ligeramente inestable de la brisa tiene una profundidad inferior a 200 m de profundidad. Las líneas de puntos que representan perfiles adiabáticos secos se incluyen como referencia para estimar la estabilidad de los perfiles.

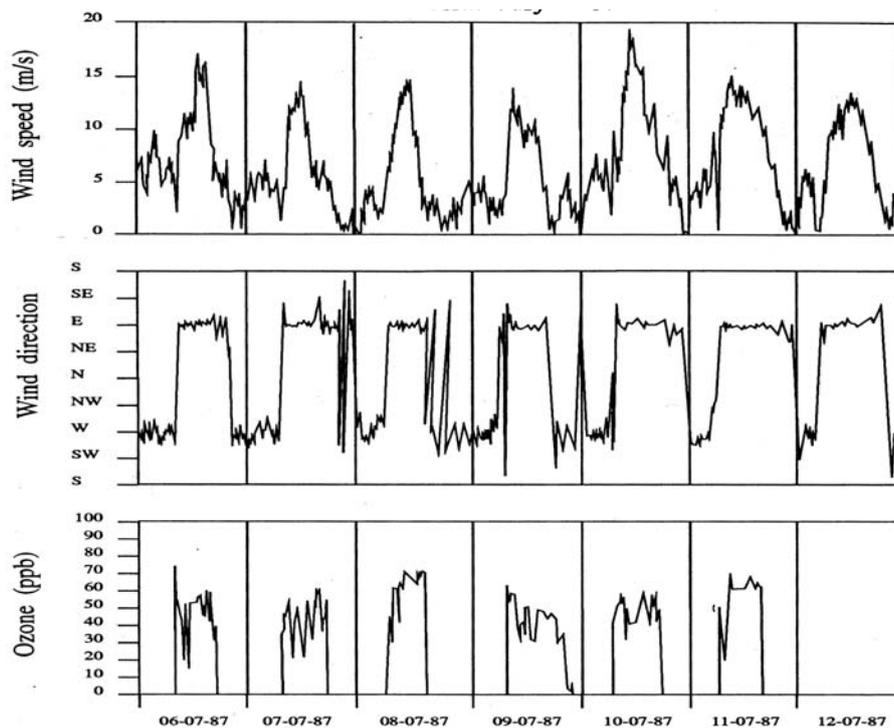


Figura 21. Relación entre las concentraciones de ozono y el ciclo de brisa los días 6 al 11 de julio de 1987 en Castellón. Se puede observar que los niveles de ozono siguen, esencialmente, un ciclo de onda cuadrada en el que las muy bajas concentraciones durante la noche ascienden rápidamente coincidiendo con la entrada de la brisa de mar (viento del Este). Durante el período de la brisa mantienen valores casi constantes entre 60 y 70 ppb, y caen tan pronto cesa la brisa de mar (viento del Oeste). Sin embargo, en esta campaña se estaba siguiendo el penacho de  $\text{SO}_2$  de la CT y las medidas de ozono no eran prioritarias.

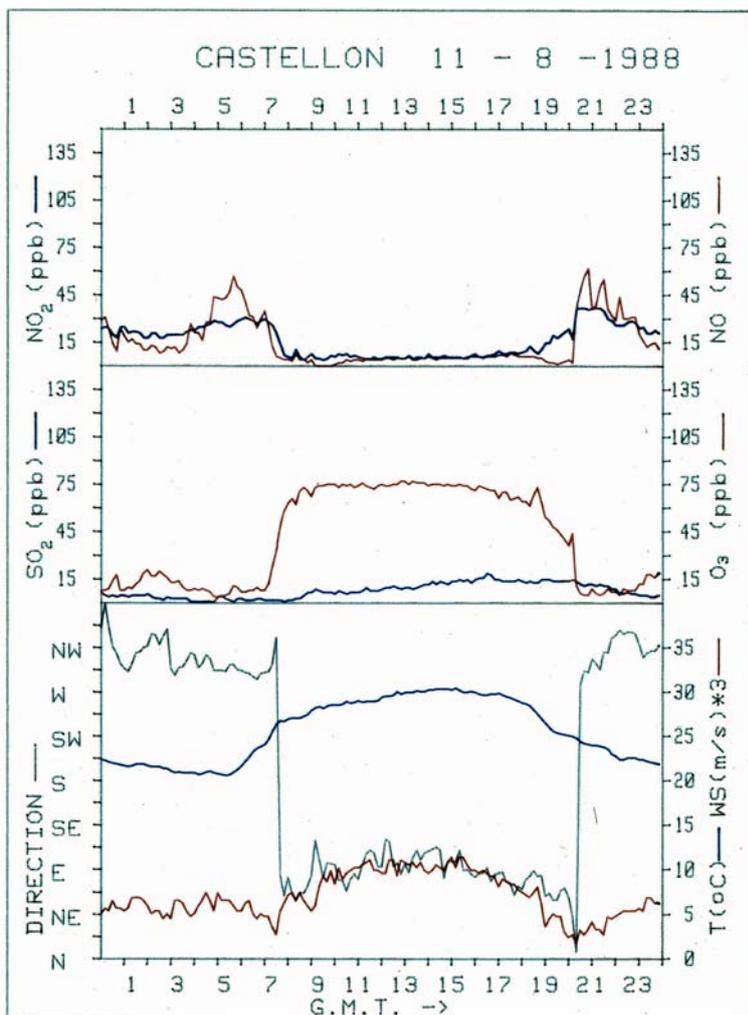


Figura 22. Relación entre las concentraciones de ozono y el ciclo de brisa el día 8 de agosto del 1988 en el emplazamiento Castellón Sur (CS SUR, Figura 36). Estas medidas de alta resolución ya eran parte de las campañas del proyecto MECAPIP (iniciado en enero, 1988). Se pueden aplicar los mismos comentarios que en la figura anterior. En este caso los valores de NOx descenden durante el período de la brisa, que los desplaza hacia el interior y trae altos valores de ozono con el aire marino. En este caso la asociación del ciclo de brisa y las concentraciones de O<sub>3</sub> es muy clara y se vuelve a observar un ciclo de onda cuadrada como el mostrado en la Figura 2.

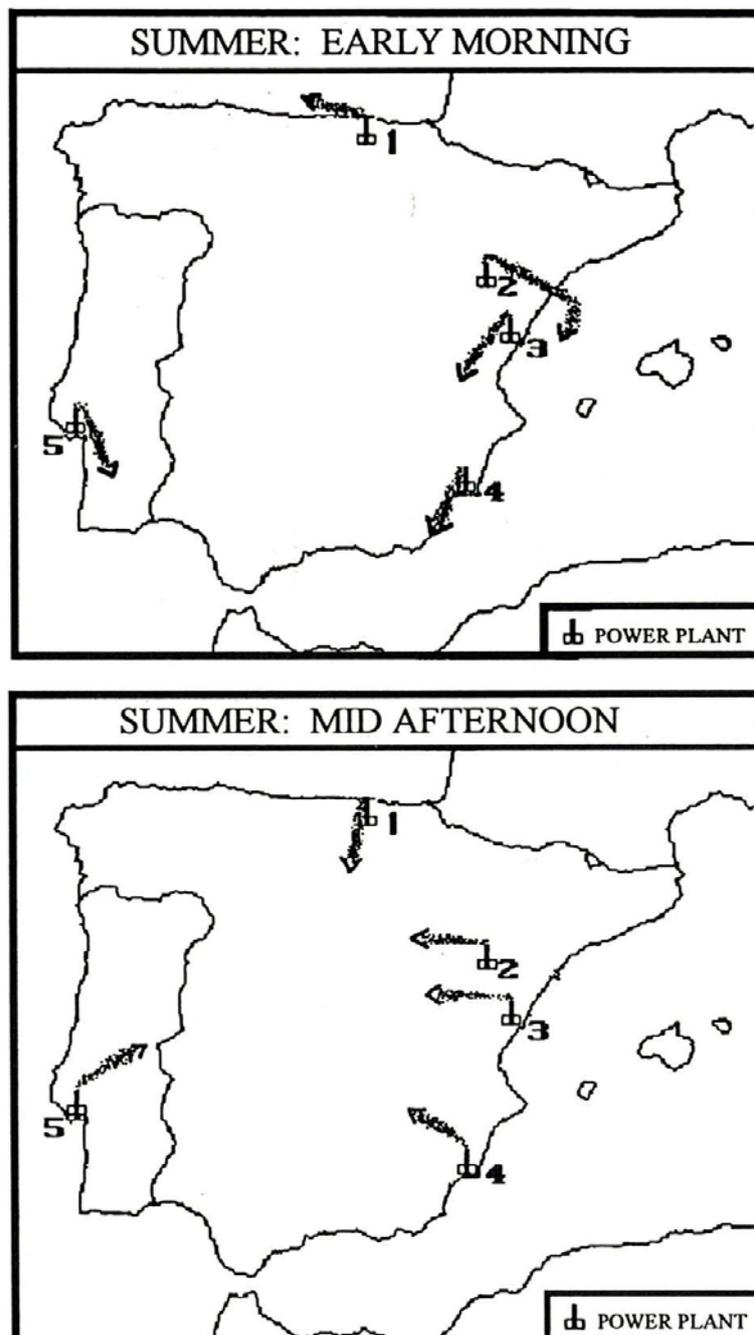


Figura 23. Síntesis del comportamiento de los penachos emitidos por chimeneas altas en la Península Ibérica los días de verano. Por la noche los penachos emitidos en las costas tendían a alinearse en direcciones paralelas a la línea de costa, y el de Andorra entraba en el flujo de drenaje del valle del Ebro. Durante el día todos giraban alineándose hacia el interior. Aunque los datos experimentales se habían obtenidos en diferentes campañas de verano, en años diferentes, la característica común de todos ellos era que el giro hacia el interior se producía durante la formación de la Baja Térmica Ibérica.

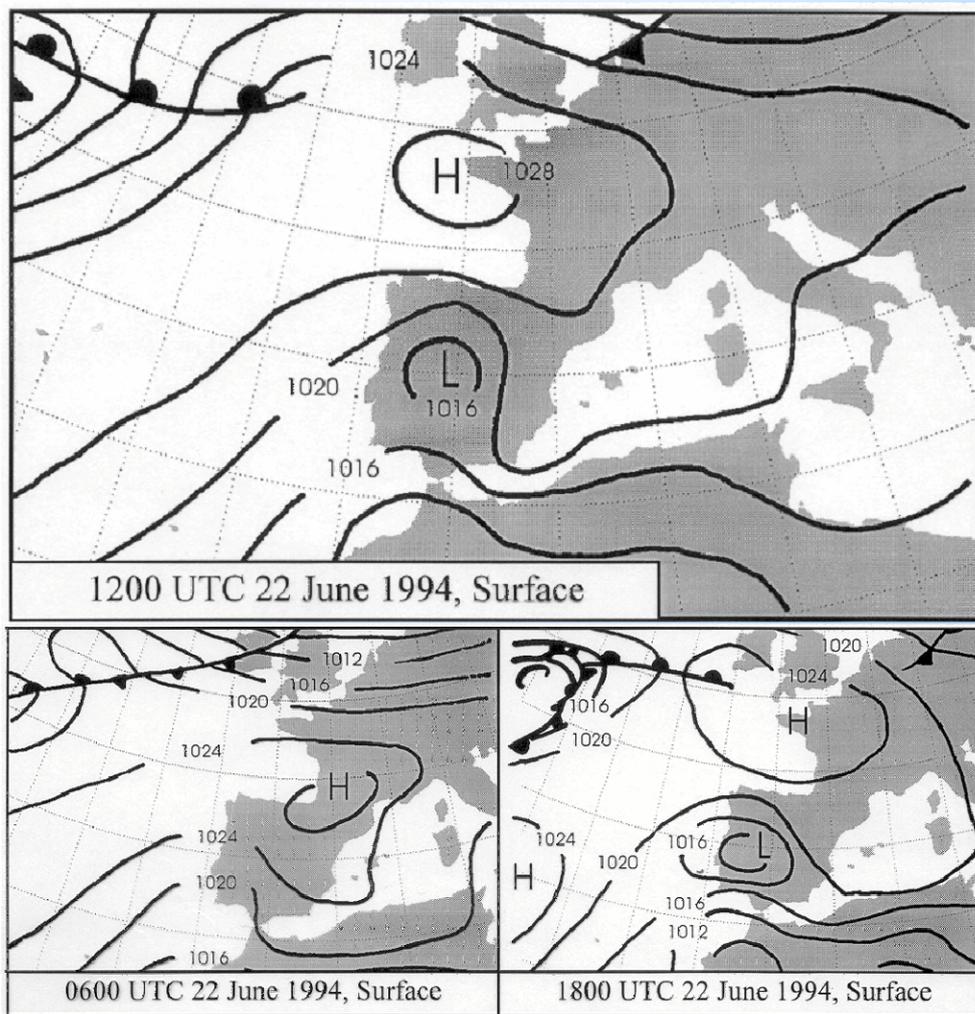


Figura 24. Ciclo de formación de una Baja Térmica sobre la Península Ibérica un día de verano. Al final de la noche se van formando altas presiones relativas sobre la Península por enfriamiento nocturno de la superficie, que alcanzan un máximo de 1028 hPa a las 06:00 UTC. En los mapas de las 12:00 y 18:00 se observa el desarrollo de un bucle de bajas presiones, debido al calentamiento diurno de la península, con un núcleo en el que la presión desciende hasta 1012 hPa a las 18:00 (un descenso de 16 hPa durante el día). Durante este proceso altas presiones relativas permanecen sobre los mares que rodean la península (p.ej., Mar Cantábrico y Cuenca Balear).

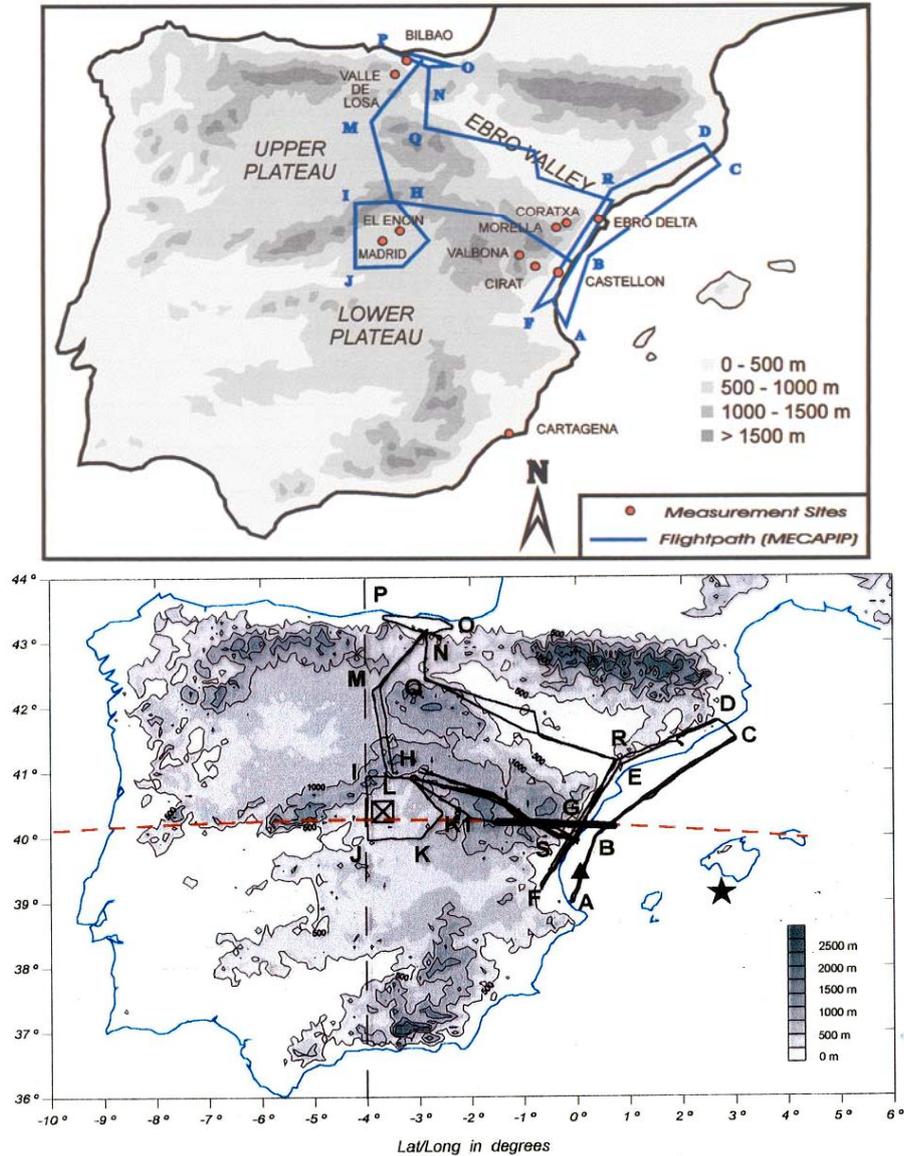


Figura 25. La parte superior muestra los principales emplazamientos instrumentales y el plan de vuelos del avión instrumentado contratado para el proyecto por el Instituto de Medio Ambiente del Centro de Investigación Conjunta (JRC) en ISPRA de la CE. La parte inferior muestra el plan de vuelos sobre la orografía de la Península Ibérica.



Figura 26. Detalles del despliegue instrumental. En sentido de las agujas de reloj, (a) Unidad transportable del CIEMAT en el emplazamiento Castellón-Sur (CS). (b) Sistema de pre-tratamiento y emisión de trazadores de ISPRA en la base de una de las chimeneas de la CT de Castellón. (c) Sondeos con globo cautivo en Valbona (Teruel), y (d) en la casa de Bombas de la CT de Castellón (Hidroeléctrica Española) en el Grao de Castellón.



Figura 27. Fotografía del avión contratado por el JRC ISPRA de la CE para el proyecto MECAPIP. El avión había sido instrumentado por el Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung (IFU) y era operado por la empresa Aerodata Luftchemie GmbH. El avión en el aeropuerto de Valencia, detalle de la instrumentación, y del sistema de compensación atmosférica. El objeto de este sistema es que la instrumentación mida sólo las concentraciones de los componentes específicos con independencia de la altura (densidad atmosférica) a la que se encuentre el avión. Adicionalmente, el avión podía medir la velocidad y dirección del viento en cada punto de su recorrido con una precisión aproximada de 1 m/s.

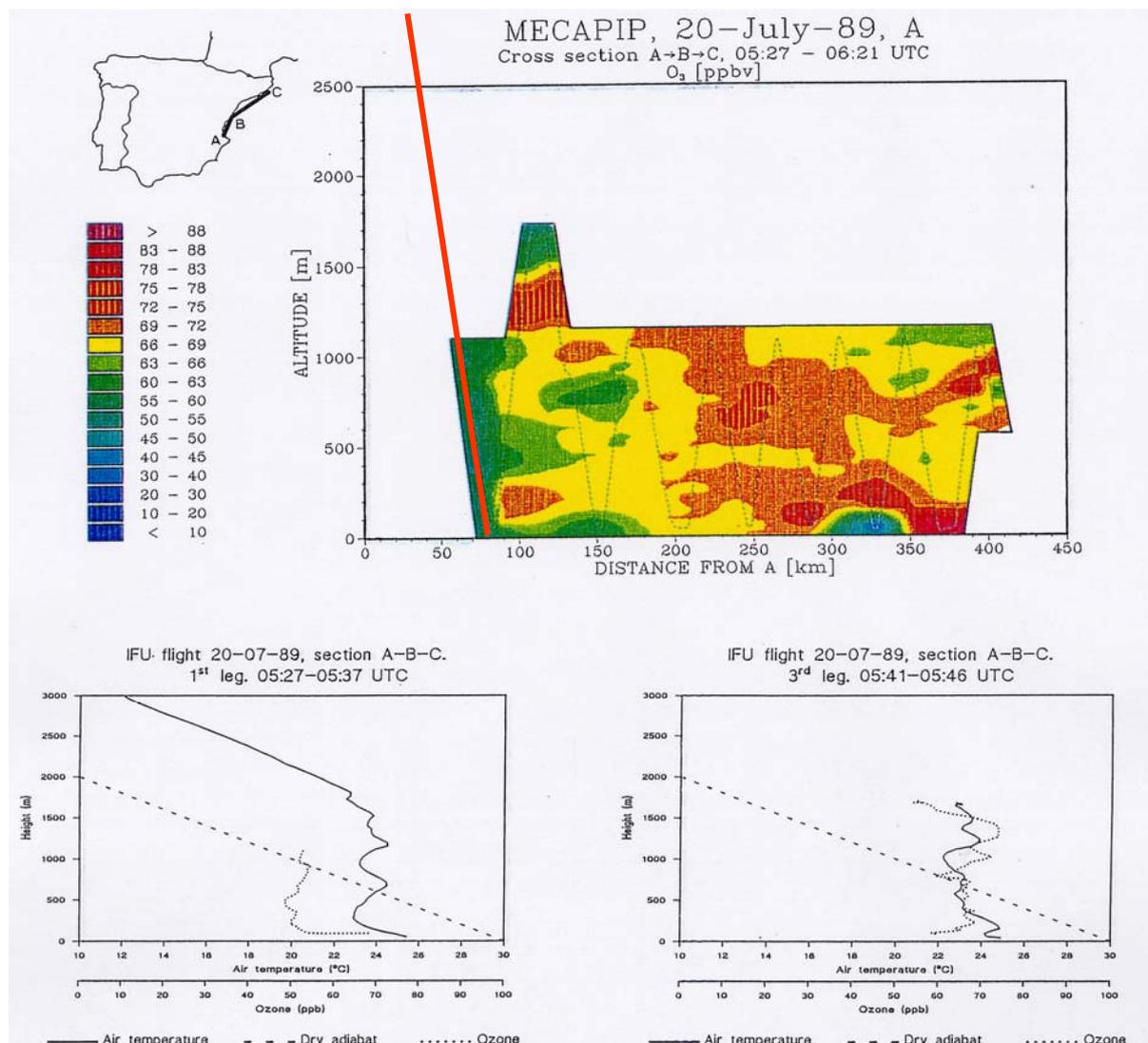


Figura 28. Concentraciones de ozono en el vuelo A-B-C sobre el mar, a lo largo de 450 km. de la costa mediterránea española el día 20 de julio de 1989 entre las 05:27 UTC y las 06:21, y los perfiles de temperatura a lo largo de los dos primeros tramos del vuelo con líneas de trazos (perfiles adiabáticos secos) de referencia. La trayectoria del vuelo en "diente de sierra" está marcada con puntos. El contrato de ISPRA con IFU especificaba que todos los vuelos deberían llegar a los 3500 m de altura sobre la superficie (mar o tierra). Sin embargo, los operadores del vuelo (Aerodata GbH) decidieron, iniciar este vuelo a unos 3000 m, (primer perfil de temperaturas a las 05:27-05:37), y limitar el resto del vuelo a un máximo de 1200 m de altura. Esto es, 200 m por encima del promedio de la capa de mezcla en Alemania en verano ( $\approx 1000$  m). Como resultado no se documentaron la mitad de los estratos sobre el mar, y consumieron 22 de las 36 horas de vuelo contratadas hasta convencerse de que los procesos en el Mediterráneo son diferentes. Esto ilustra, una vez más, la dificultad que tienen los científicos centro-europeos para asimilar los procesos en el sur de Europa. A unos 150 km. y 320 km. del inicio de los vuelos se pueden ver los agujeros que crean los flujos de derrame del Mijares y del Ebro.

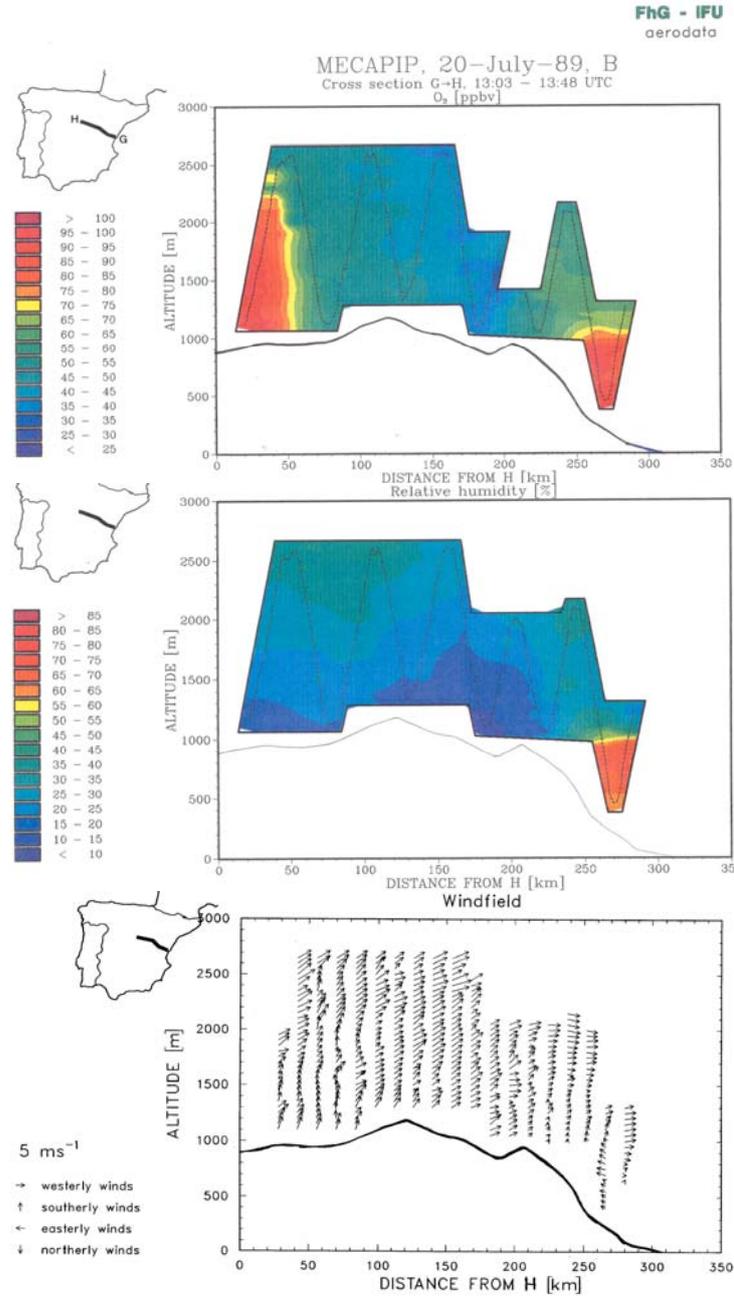


Figura 29. Caracterización de la entrada de la brisa de mar por el valle del río Mijares desde Castellón a la vertical de Guadalajara (Vuelo G-H) entre las 13:03 y las 13:30 del día 20 de julio de 1989. Los datos muestran la distribución de ozono y vapor de agua (humedad relativa) y el campo de vientos medidos por el avión instrumentado. La trayectoria "en diente de sierra" del avión está marcada con puntos en los gráficos de O<sub>3</sub> y Humedad Relativa. En este estadio de la penetración la nube de ozono llega hasta unos 70 km. de la costa. A estas horas, la columna de O<sub>3</sub> sobre la zona de Madrid llega hasta unos 2300 m de altitud.

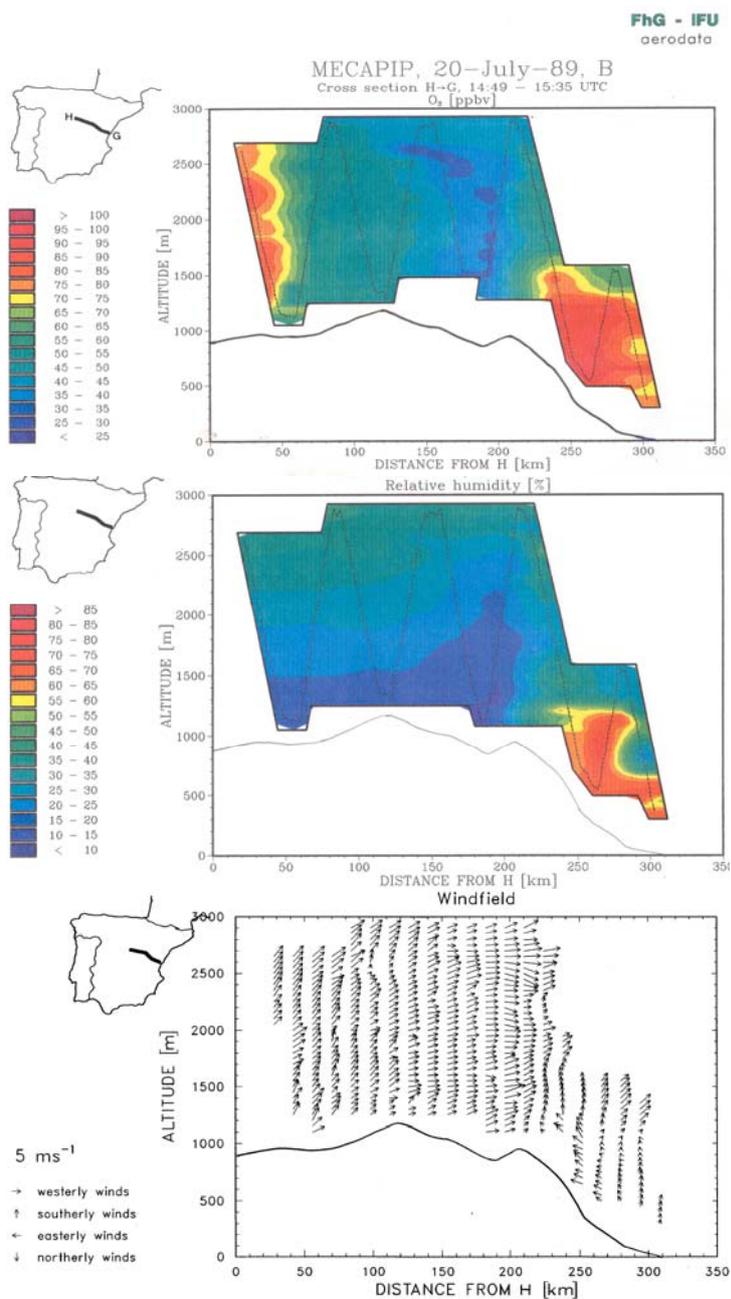


Figura 30. Retorno del vuelo anterior (H-G) entre las 14:49 y las 15:35 del día 20 de julio de 1989, y se aplican los comentarios de la figura anterior. A esta hora la penetración de la nube de ozono llega ya a más de 90 km. de la costa, y la columna de O<sub>3</sub> sobre la zona de Madrid ya supera los 3000 m de altitud. La razón para incluir los perfiles de humedad relativa en estas figuras es explicar el origen de las columnas con valores bajos de O<sub>3</sub> situadas entre la costa y el interior. La baja humedad relativa sobre las mismas áreas sugiere que esa masa de aire se está hundiendo, posiblemente como subsidencia compensatoria a la chimenea orográfica a su derecha, lo que aumenta su temperatura y disminuye la humedad relativa.

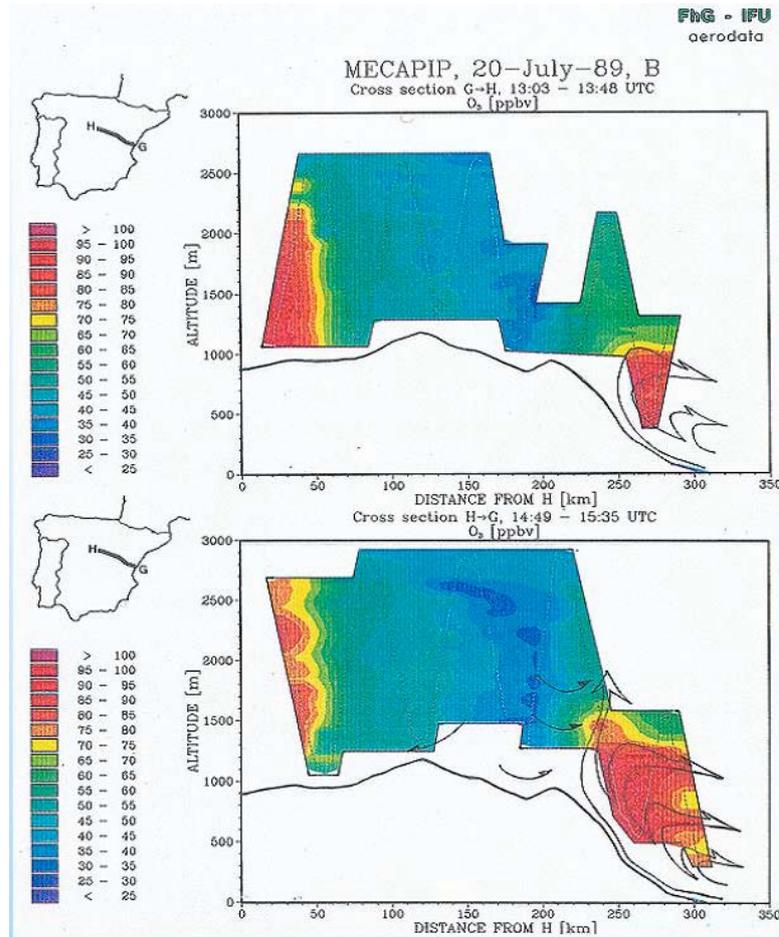


Figura 31. Síntesis de las Figuras 29 y 30 mostrando dos estadios en la penetración del ozono con la brisa combinada en Castellón el día 20 de julio de 1989. Las flechas que marcan los estratos de retorno en las concentraciones de ozono se han dibujado sintetizando los datos del campo de vientos medido por el avión instrumentado y los de los sondeos atmosféricos. En la figura inferior pueden observarse claramente tres estratos de retorno correspondientes a tres alturas de inyección diferentes, y crecientes, según penetra la brisa combinada.

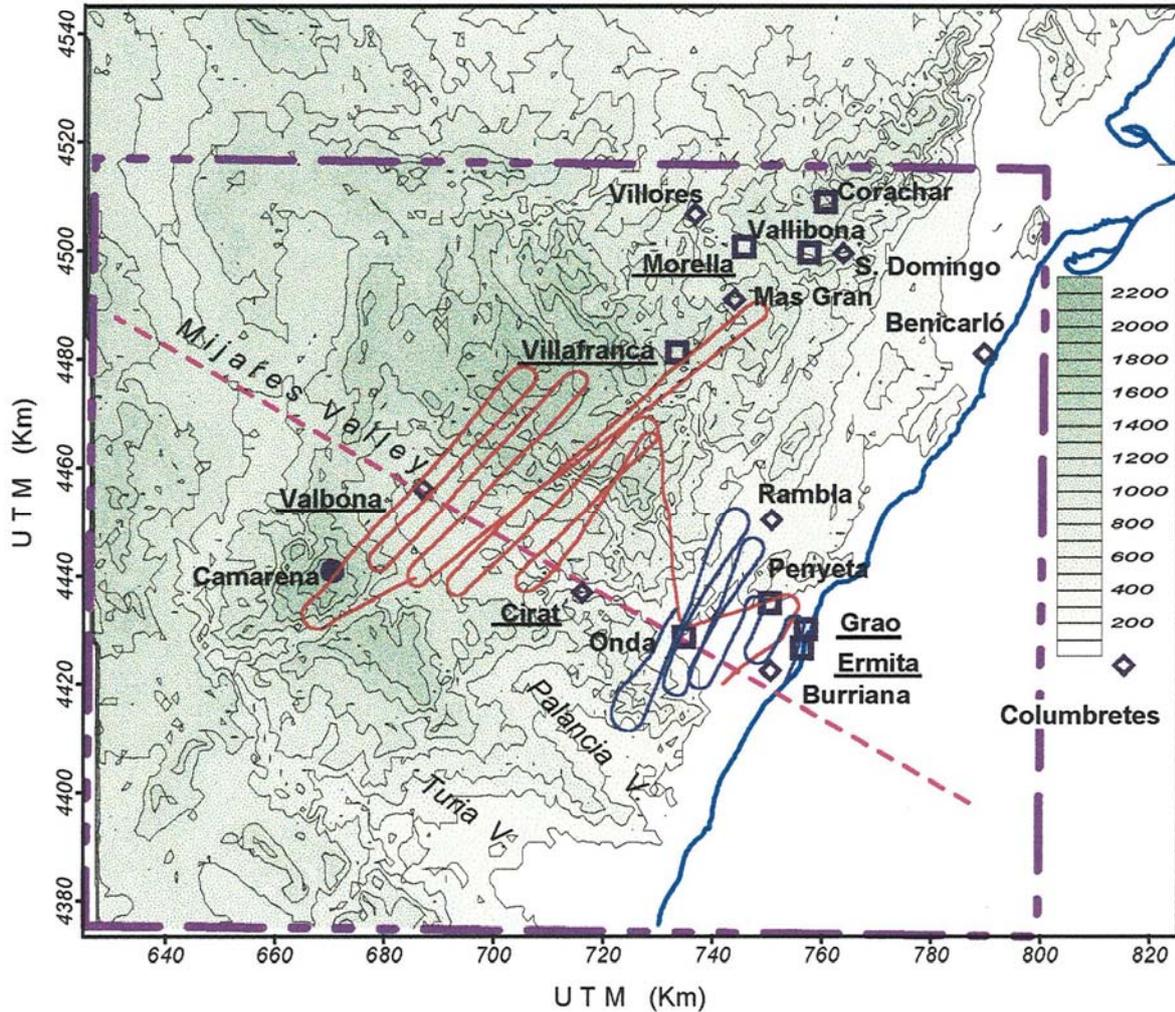


Figura 32. Trayectorias de los vuelos en "abanico" sobre Castellón y áreas próximas hacia el interior. En azul se muestra la trayectoria sobre el campo cercano y en rojo sobre el campo lejano de Castellón. Durante estos vuelos el avión se mantenía a una altura casi constante sobre el terreno, aproximadamente la misma del penacho de la CT de Castellón. Se marcan los valles del río Palancia y del río Mijares, y la línea violeta define el dominio de modelización #3 que se muestra en la Figura 38.

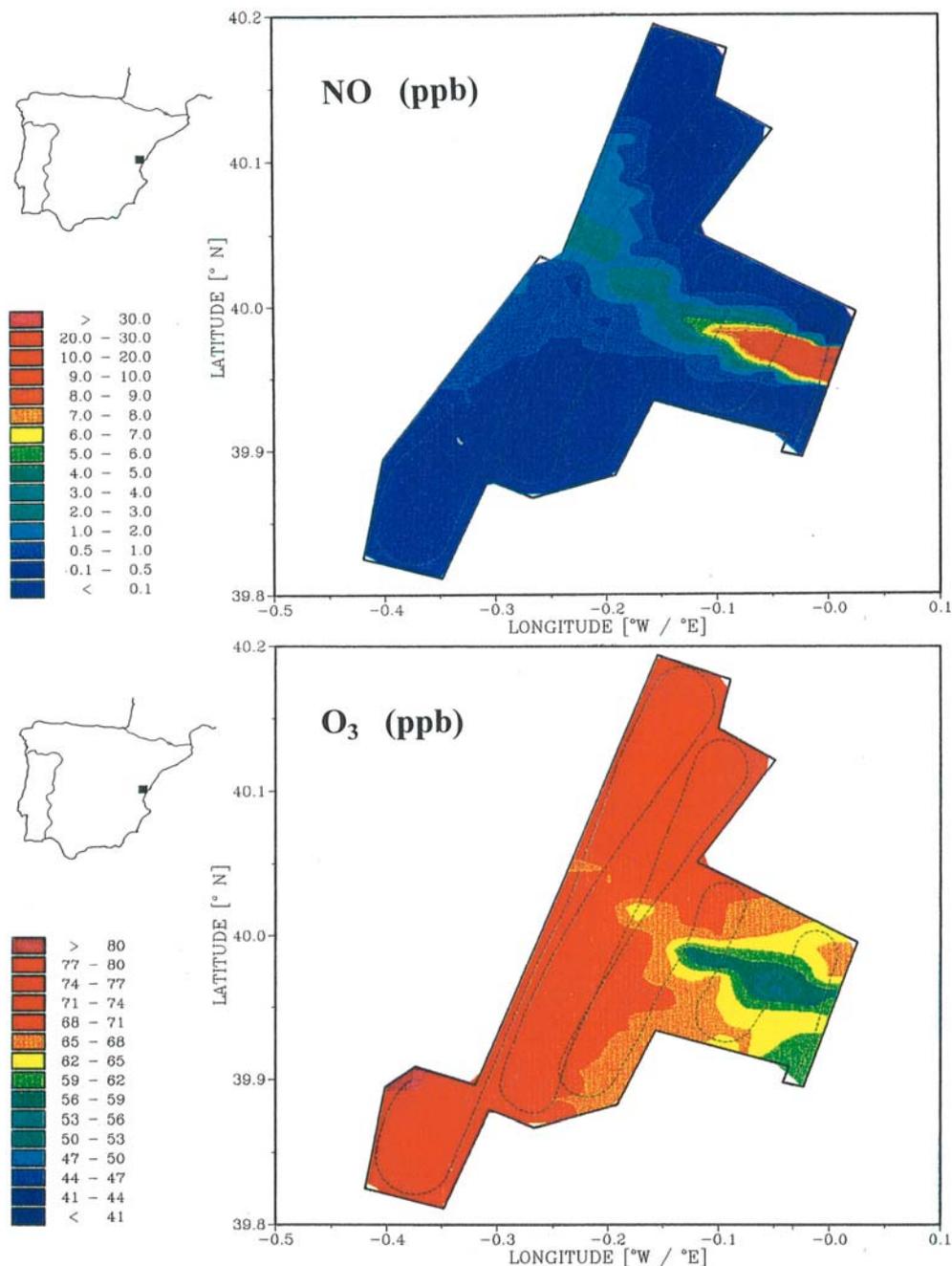


Figura 33. Concentraciones de NO y O<sub>3</sub> a la altura de vuelo del avión instrumentado ( $\approx$  400 m) en el campo cercano de Castellón de la Plana ( $\approx$  40 km. x 40 km) el día 27 de julio de 1989 entre las 11:42 y las 12:23 UTC. Las máximas concentraciones de NO coinciden con los valores mínimos de O<sub>3</sub>, lo que indica que se consume ozono para la formación de NO<sub>2</sub>. Por otra parte, los altos valores de O<sub>3</sub> fuera del penacho de Castellón pueden atribuirse a la entrada masiva de ozono con la brisa de mar desde los estratos de reserva situados sobre el mar. Las líneas de puntos en la figura inferior marcan la trayectoria del avión.

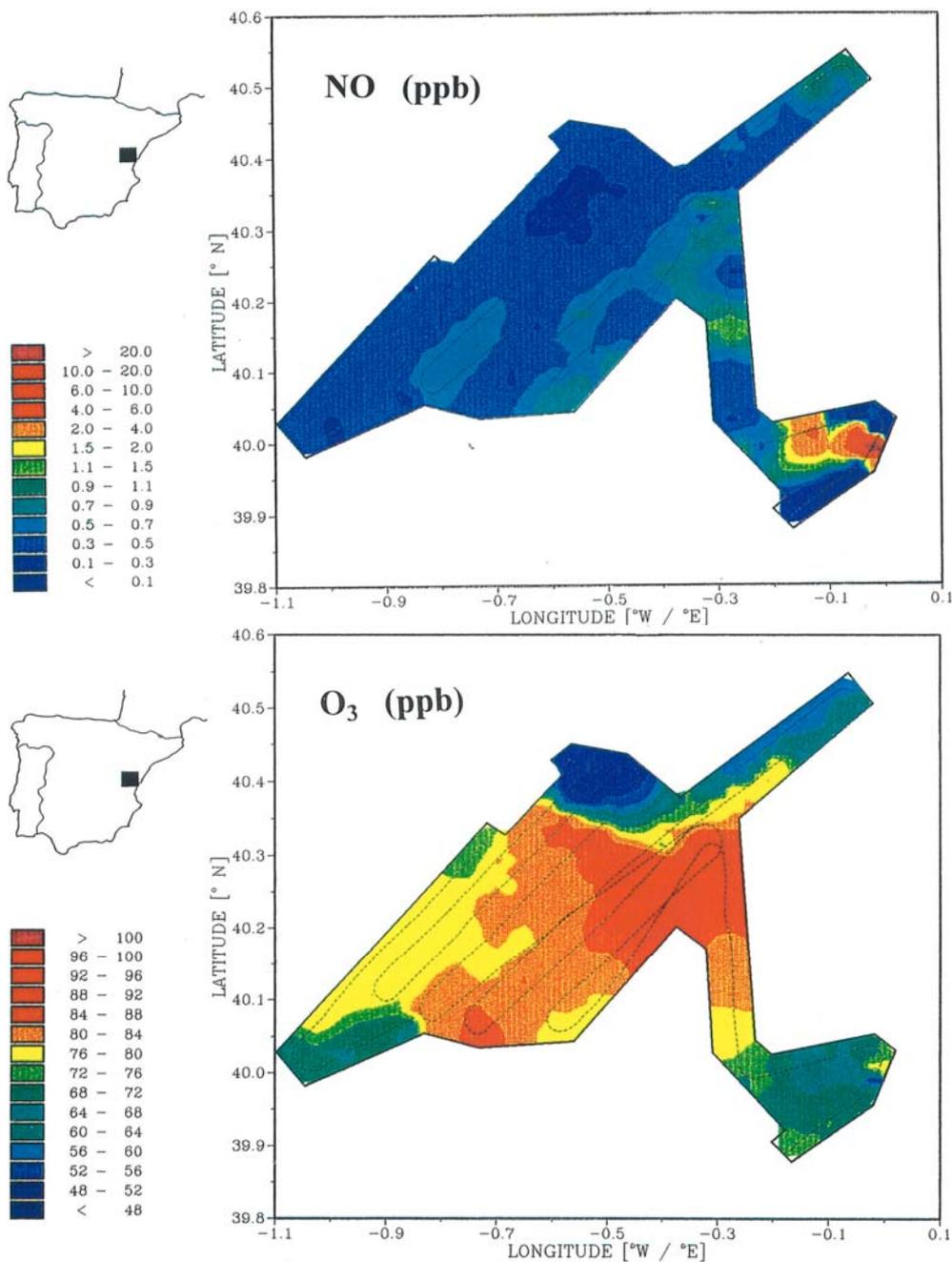


Figura 34. Concentraciones de NO y O<sub>3</sub> a la altura de vuelo del avión instrumentado ( $\approx$  400 m sobre el terreno) en el campo lejano de Castellón de la Plana ( $\approx$  100 km. x 100 km) el día 27 de julio de 1989 entre las 15:09 y las 16:55 UTC. Las máximas concentraciones de NO coinciden con los valores mínimos de O<sub>3</sub> cerca de la costa. Sin embargo, a  $\approx$  60 km. de la costa el O<sub>3</sub> se ha regenerado y se observan valores altos ( $>$  84 ppbv) en la parte del vuelo que llega a los montes del Maestrazgo. Se observa que en la parte de la costa los valores de ozono son altos, mientras que en el interior son mucho más bajos. La explicación de esta discontinuidad, muy frecuente en las zonas montañosas que rodean al Mediterráneo, se encuentra en la figura siguiente.

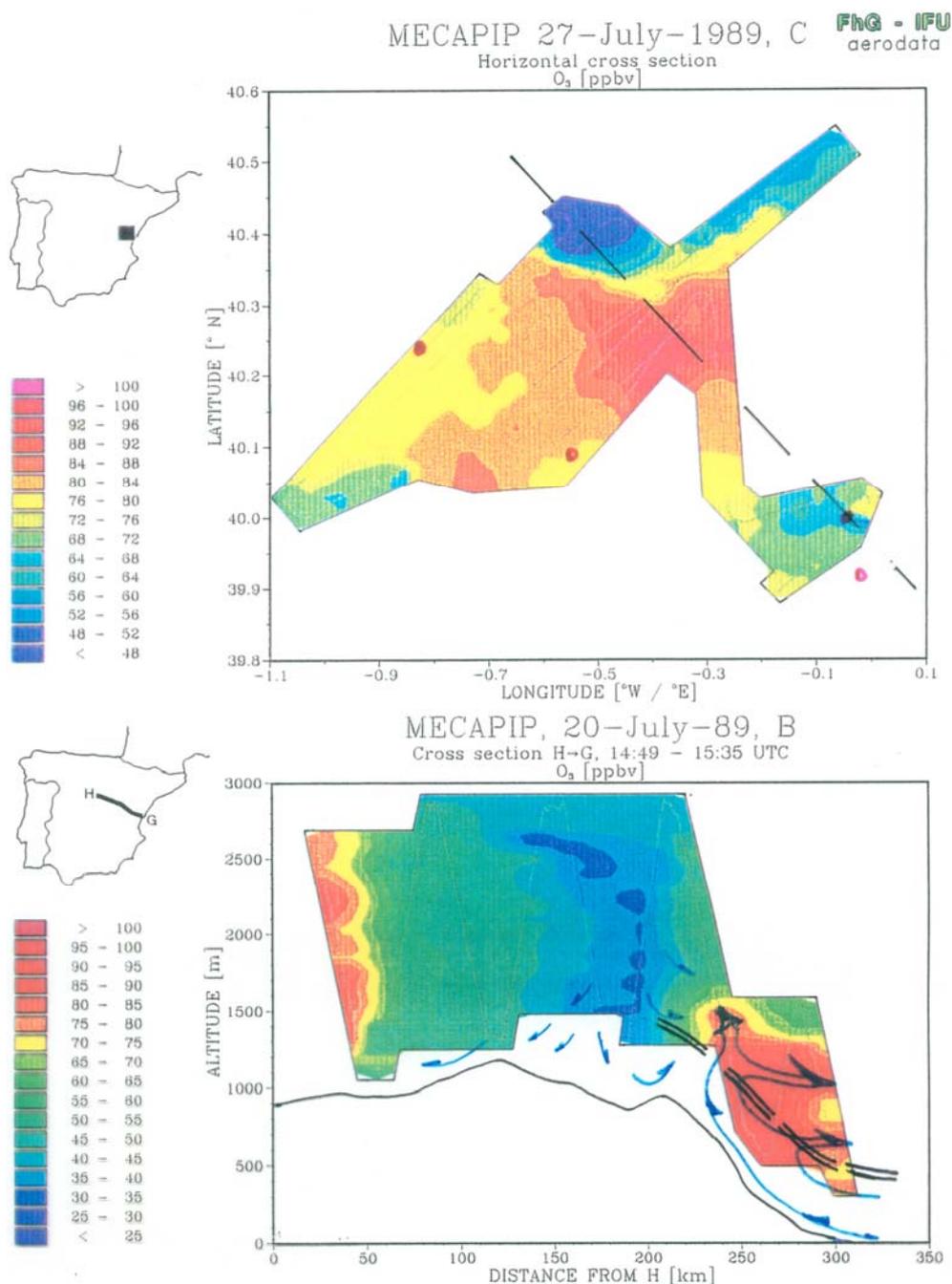


Figura 35. Relación conceptual entre los datos obtenidos en los vuelos en "abanico" y los de "diente de sierra" en el valle alto del Mijares y sierra de Gudar. En la parte superior se muestra la discontinuidad (Figura 34b) de los valores de ozono en la proximidad de las montañas, y marca el corte del plano de vuelo en diente de sierra como una línea de trazos que cruza de SE a NW pasando por Castellón (punto oscuro en la parte baja derecha). La parte inferior muestra los valores de ozono observados en el vuelo en "diente de sierra" del día 20 (Figuras 30 y 31), y la intersección de la superficie del vuelo en "abanico" se muestra como una traza doble que sigue el terreno a altura casi constante ( $\approx 400$  m). Se puede deducir que la discontinuidad en los valores de ozono que muestra la Figura 34, ocurre cuando el avión pasa desde la fachada costera hacia el interior y corta a través de la chimenea orográfica que se produce en el frente de brisa y que está inyectando contaminantes en los flujos de retorno.

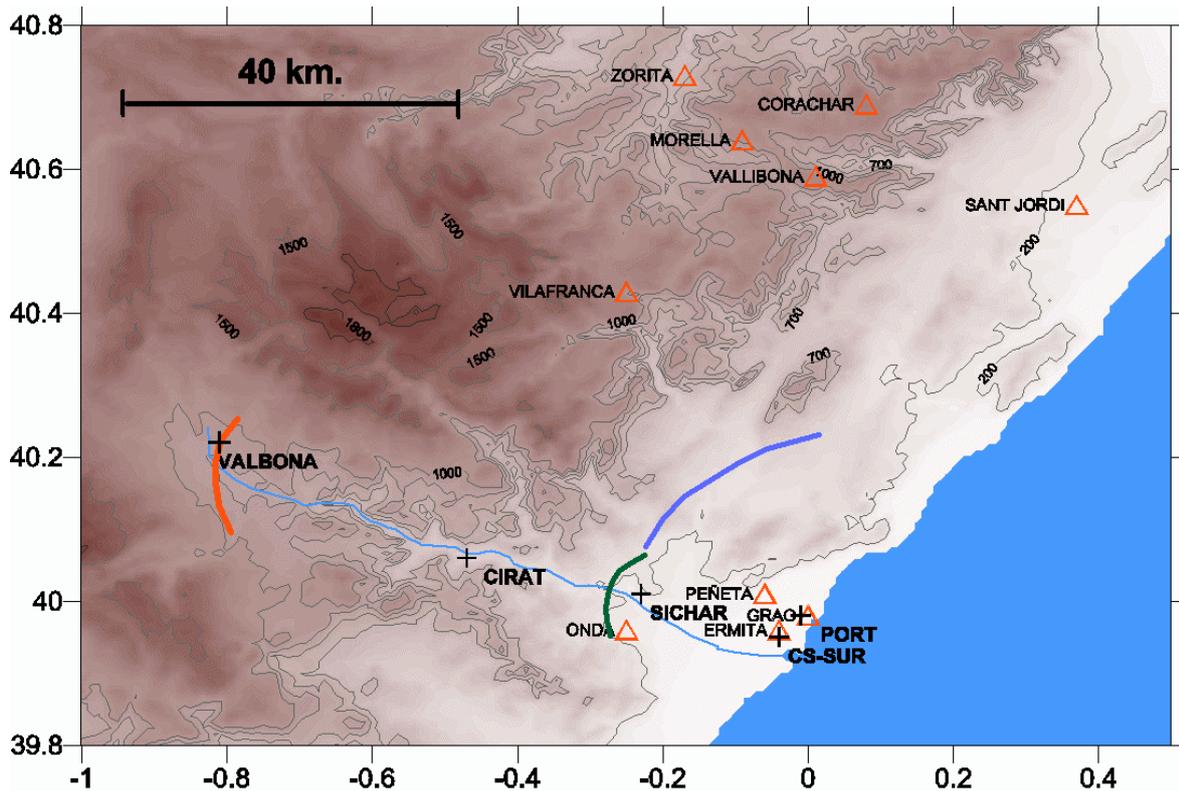


Figura 36. Área de despliegue instrumental durante el proyecto MECAPIP en Castellón y Teruel (ver también las Figuras 25 y 78). Se muestran los puntos de sondeo utilizados en este proyecto y en otros proyectos de la CE, y los arcos utilizados para seguir los trazadores a nivel de la superficie durante el Proyecto MECAPIP. El campo de vientos cerca del punto de emisión estaba caracterizado en el emplazamiento "PORT", y los dos primeros arcos instrumentados estaban cerca de los otros dos puntos de sondeo, a fin de establecer la continuidad del flujo de forma independiente. El Arco más cercano (en verde) pasaba cerca de "SICCHAR" a una distancia media de unos 20 km. de la costa. El segundo arco (rojo) estaba sobre carreteras secundarias que cruzan la Nacional N 234 (Sagunto-Burgos) por el puerto del Escadón a unos 90 km. de la costa. El tercer Arco (en azul) es, realmente una continuación del primero.

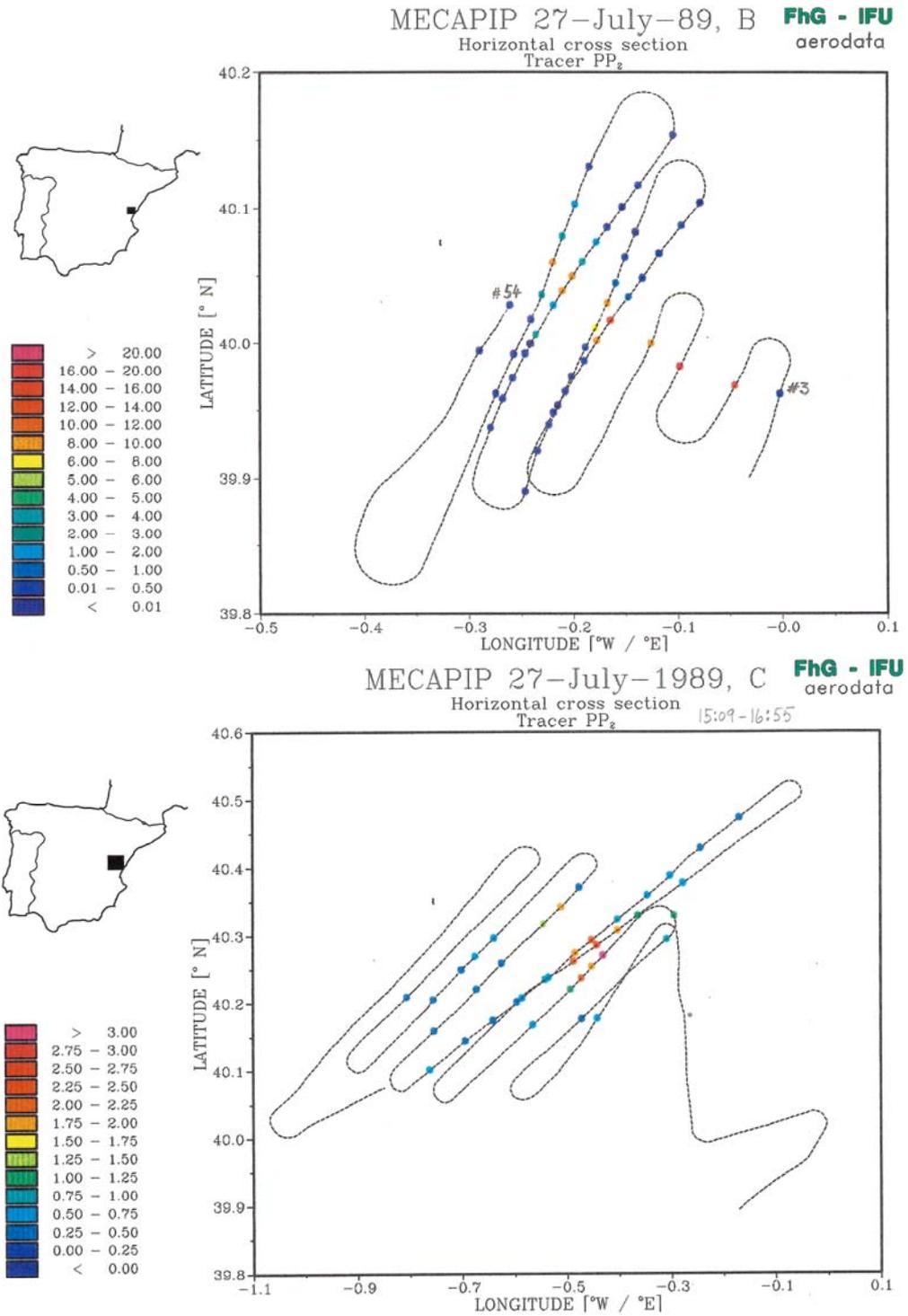


Figura 37. Concentraciones del trazador  $C_7F_{14}$  medidas por el avión instrumentado a lo largo de las trayectorias marcadas en la Figura 32 el 27 de julio de 1989, a las mismas horas en que obtuvieron los datos que muestran las Figuras 33 y 34. Se distingue el eje del penacho con concentraciones más altas. Sin embargo, se puede ver que este día se detectó el trazador en todas coordenada en las que se muestreó desde el avión, y en los tres Arcos en superficie (ver texto).

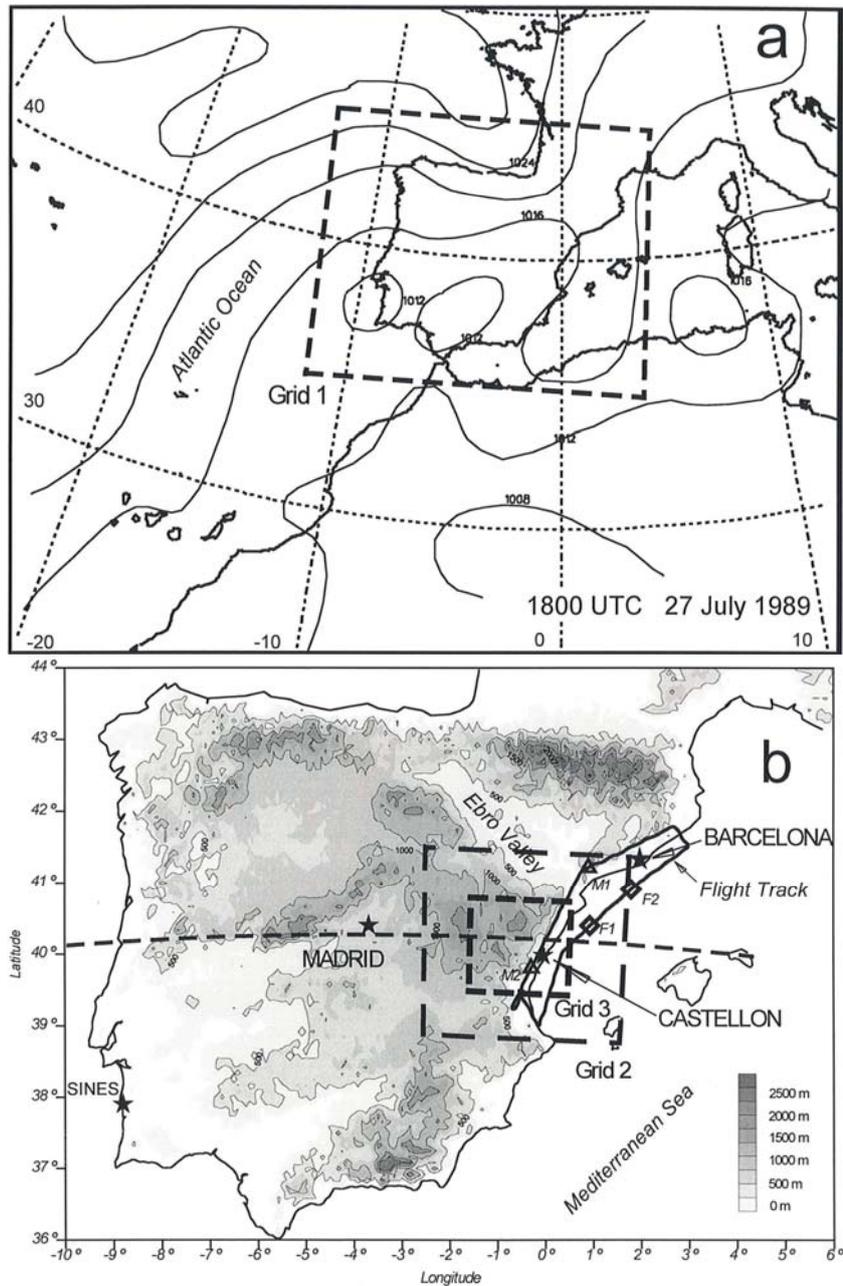


Figura 38. Mapa del suroeste europeo y norte de África mostrando los dominios de modelización y los detalles orográficos principales. El mapa de presiones (hPa) a las 18:00 UTC del 27 de julio de 1989 en la parte superior muestra la estructura (sinóptica) de la Baja Térmica Ibérica a las 18:00 UTC de ese día. La parte inferior muestra la sección Este-Oeste (la traza del plano vertical) utilizada para representar los resultados de la modelización que muestran las Figuras 39-41.

MECAPIP 27 - July - 1989 ( $\omega$ -component)

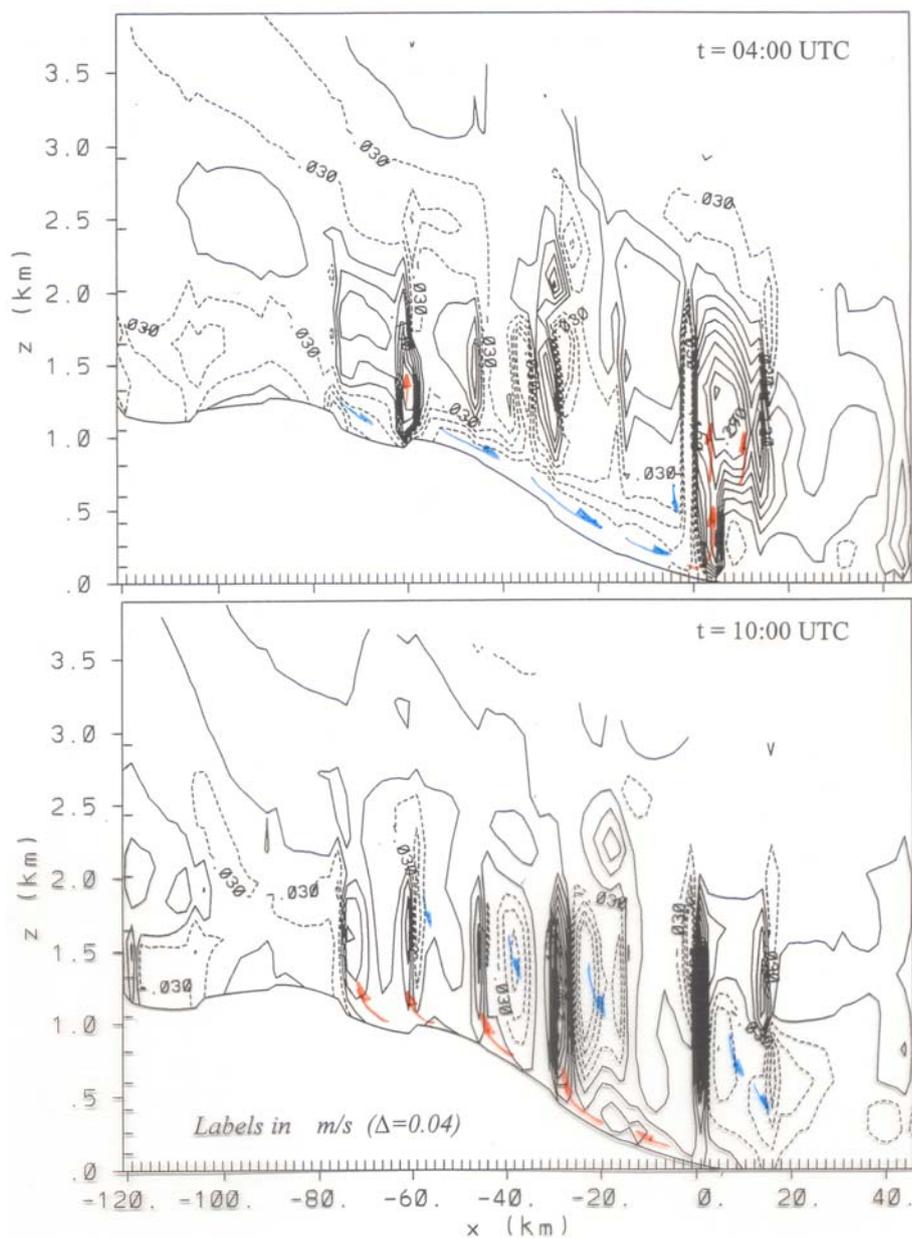


Figura 39. Simulación de la componente vertical del viento ( $w$ ) en una sección Este-Oeste (Figura 38) que pasa por Castellón y el macizo de Javalambre el día 27 de julio de 1989. Las líneas continuas muestran velocidades ascensionales y las de trazos hundimientos. A las 06:00 UTC se detectan los flujos de drenaje en superficie desde Javalambre hacia la costa. A las 10:00 UTC se ven tres celdas de vientos de ladera con las correspondientes subsidencias compensatorias inter-celdas, y el frente de la brisa combinada a unos 30 km. de la costa con subsidencias más intensas detrás de él. Los flujos de entrada están indicados con flechas rojas y los de retorno con subsidencia con flechas azules.

MECAPIP 27 - July - 1989 ( $\omega$ -component)

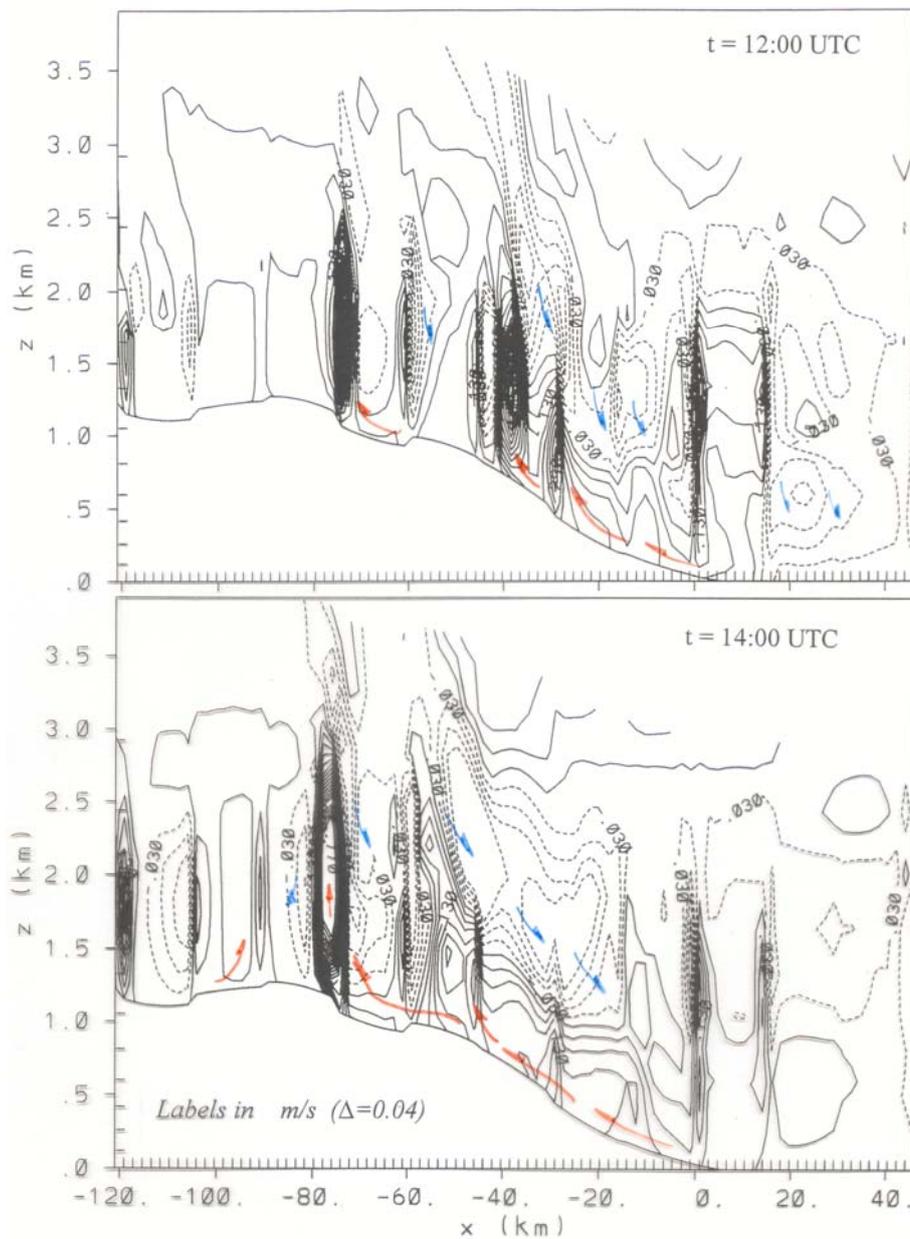


Figura 40. Continuación de la figura anterior. A las 12:00 UTC el frente de la brisa combinada ha incorporado otra de las celdas de los vientos de ladera y ha penetrado a casi 40 km. hacia el interior. Aún quedan dos celdas de vientos de ladera, con una particularmente intensa a unos 80 km. tierra adentro. A las 14:00 UTC la brisa combinada ha incorporado todas las celdas circulatorias de los vientos de ladera, ha penetrado hasta 80 km. de la costa, y tiene una chimenea orográfica que supera los 3000 m de altura.

MECAPIP 27 - July - 1989 ( $\omega$ -component)

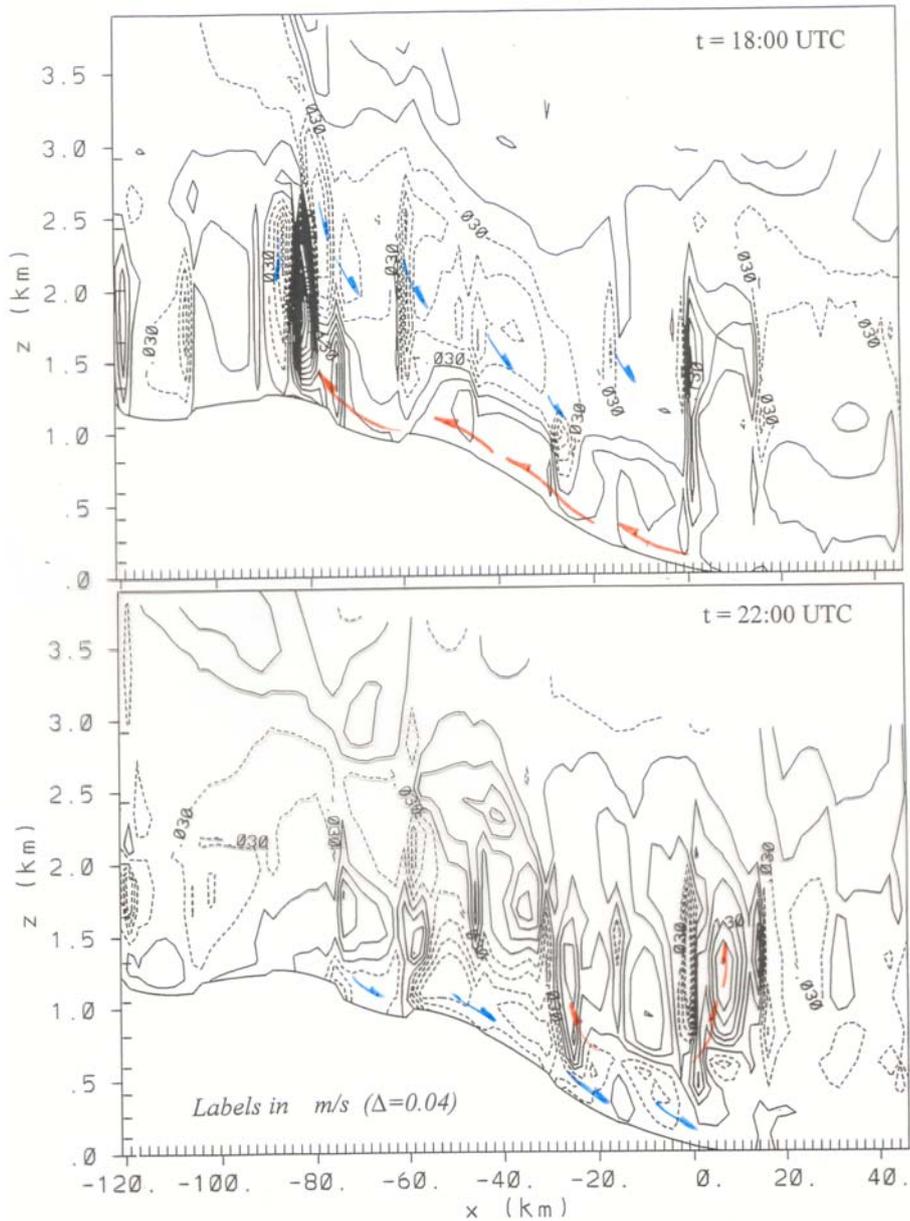


Figura 41. Continuación de las figuras anteriores. A las 18:00 UTC el frente de la brisa combinada sigue anclado en la cima de las montañas a unos 80 km tierra adentro, aunque su chimenea orográfica es ya más débil que a las 14:00 UTC. Se debe notar la intensa subsidencia a la izquierda del frente de la brisa combinada. Finalmente, a las 22:00 UTC hace horas que ha cesado la brisa combinada y se han re-establecido los vientos de drenaje nocturnos hacia la costa.



Figura 42. Un frente de brisa sobre el valle alto del Mijares. La foto está tomada desde el macizo de Gudar mirando hacia Javalambre, esto es, en dirección perpendicular al valle del Mijares. En el centro de la foto se ve Mora de Rubielos (Teruel), y al otro lado del valle, algo a la izquierda, y entre la bruma está Sarrión. Si la brisa de mar acumula suficiente humedad, su entrada hacia el interior se puede seguir observando el progreso de los cúmulos que se forman en su frente. También se observa el aumento de la turbidez debido a la entrada de contaminantes emitidos en la costa y sus transformados (gases y partículas). Cuando la humedad no es suficiente para formar cúmulos el único indicador visible de la entrada de la brisa es el aumento de turbidez. Esta fotografía se ha seleccionado para ilustrar otro hecho importante, que sugiere la modelización de las figuras anteriores. En este caso el frente de la brisa está marcado por la posición del primer cúmulo, centro derecha de la foto; sin embargo, el aumento más marcado de la turbidez está situado varios km. detrás del frente. Esto indica que "la brisa de mar combinada con los vientos de ladera" (ver texto) tiene en su frente aire de las celdas de vientos de ladera, que ya estaban sobre las zonas del interior (Figuras 39 y 40), antes de que la "brisa de mar propia" entre el aire marino que recoge las emisiones costeras.

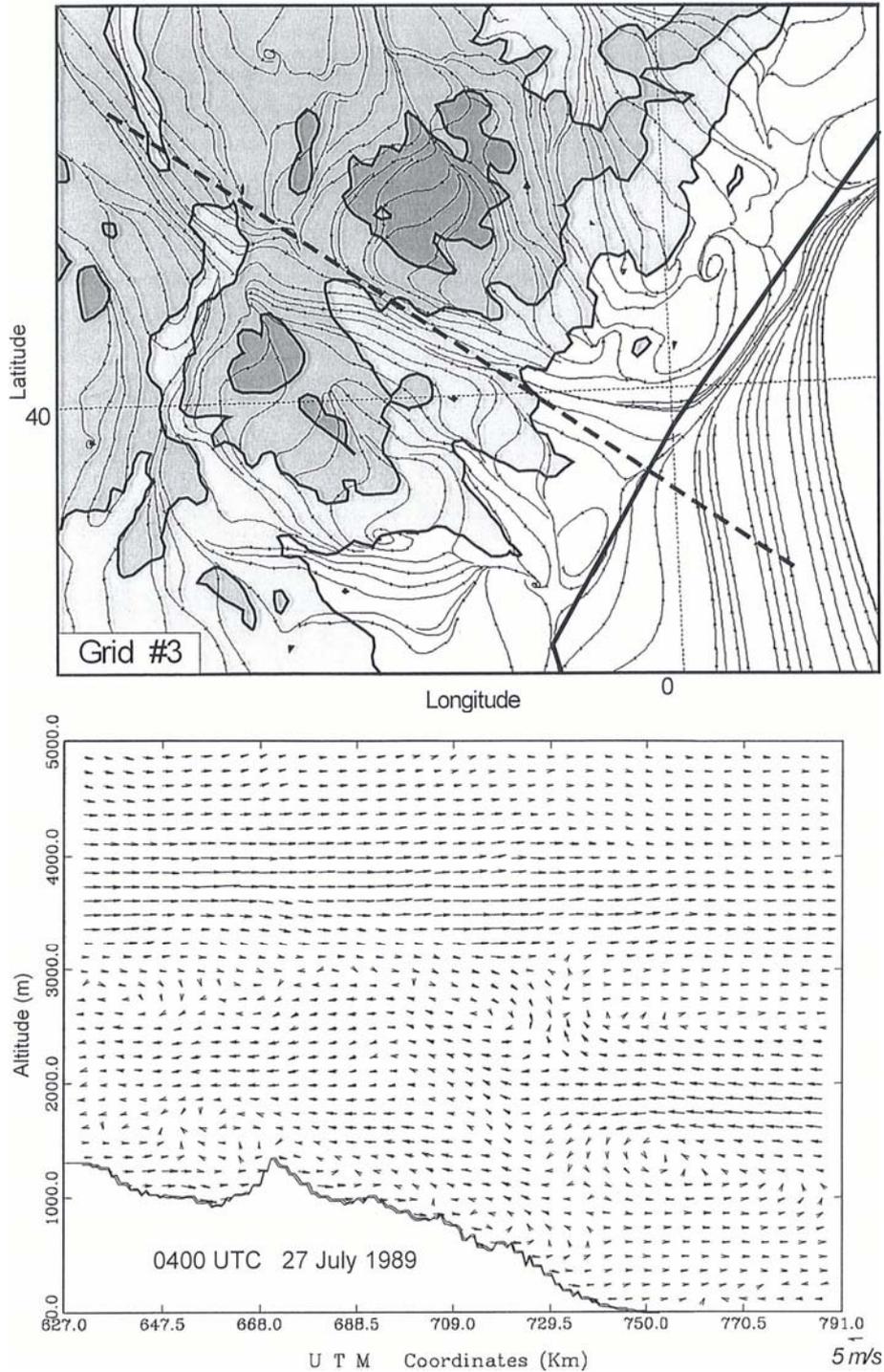


Figura 43. Modelización de las líneas de corriente en el dominio #3 sobre Castellón y los valles del Turia y Mijares-Palancia y campo de vientos en el plano de vuelo del avión instrumentado. A las 04:00 UTC del día 27 de julio de 1989 se observa el origen de los flujos de drenaje en las cimas de Javalambre y Gudar y su continuidad hacia el mar. El campo vertical de vientos muestra un chorro del oeste centrado a unos 4000 m de altura.

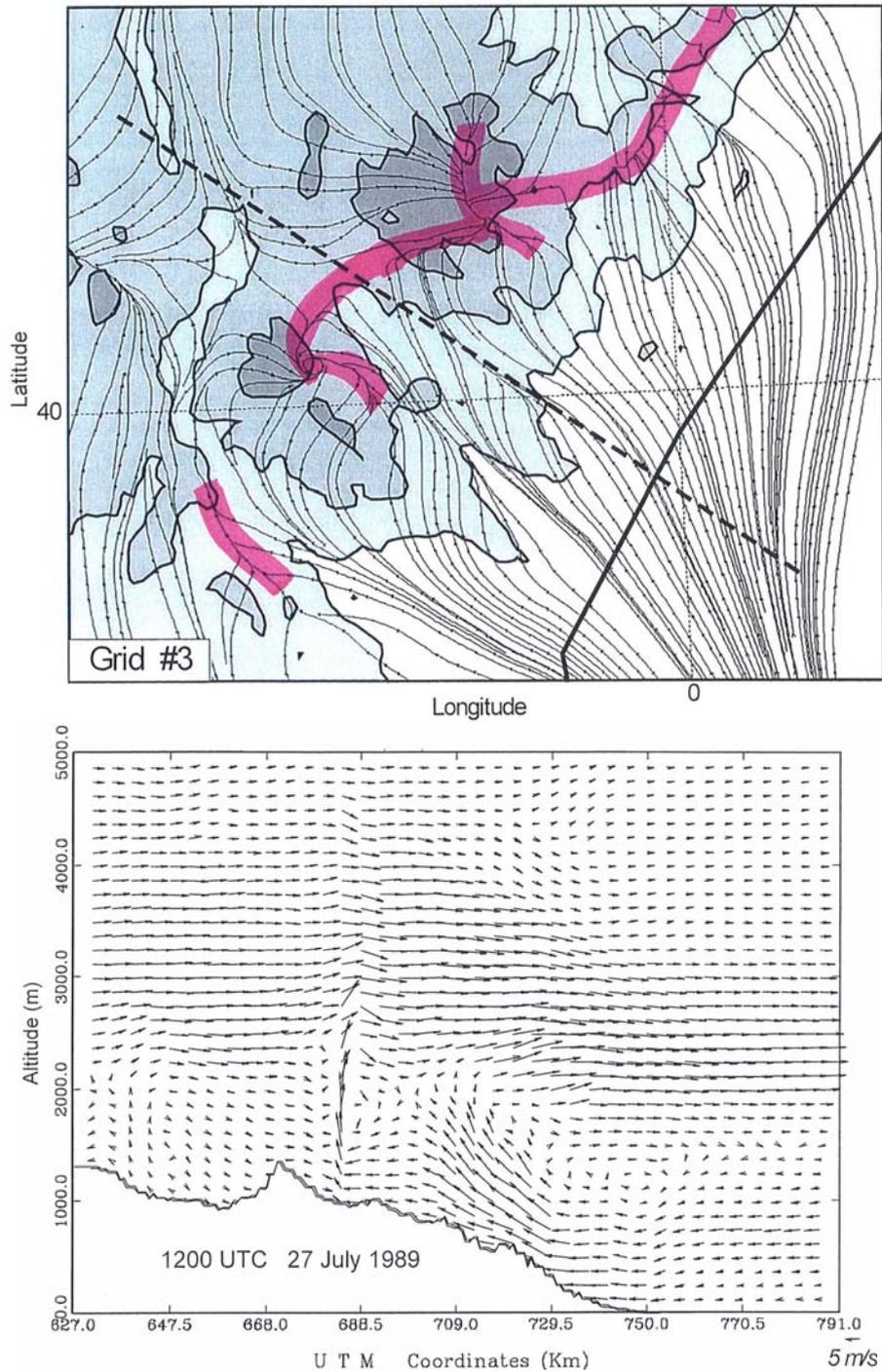


Figura 44. Continuación de la figura anterior. A las 12:00 UTC los frentes de las brisas combinadas dentro del dominio forman una línea de convergencia (sombreada en rojo) que alcanza las cimas de las montañas costeras. El campo de vientos sobre el plano de vuelo muestra la brisa y una chimenea orográfica con una profundidad de  $\approx 3500$  m a unos 70 km. de la costa.

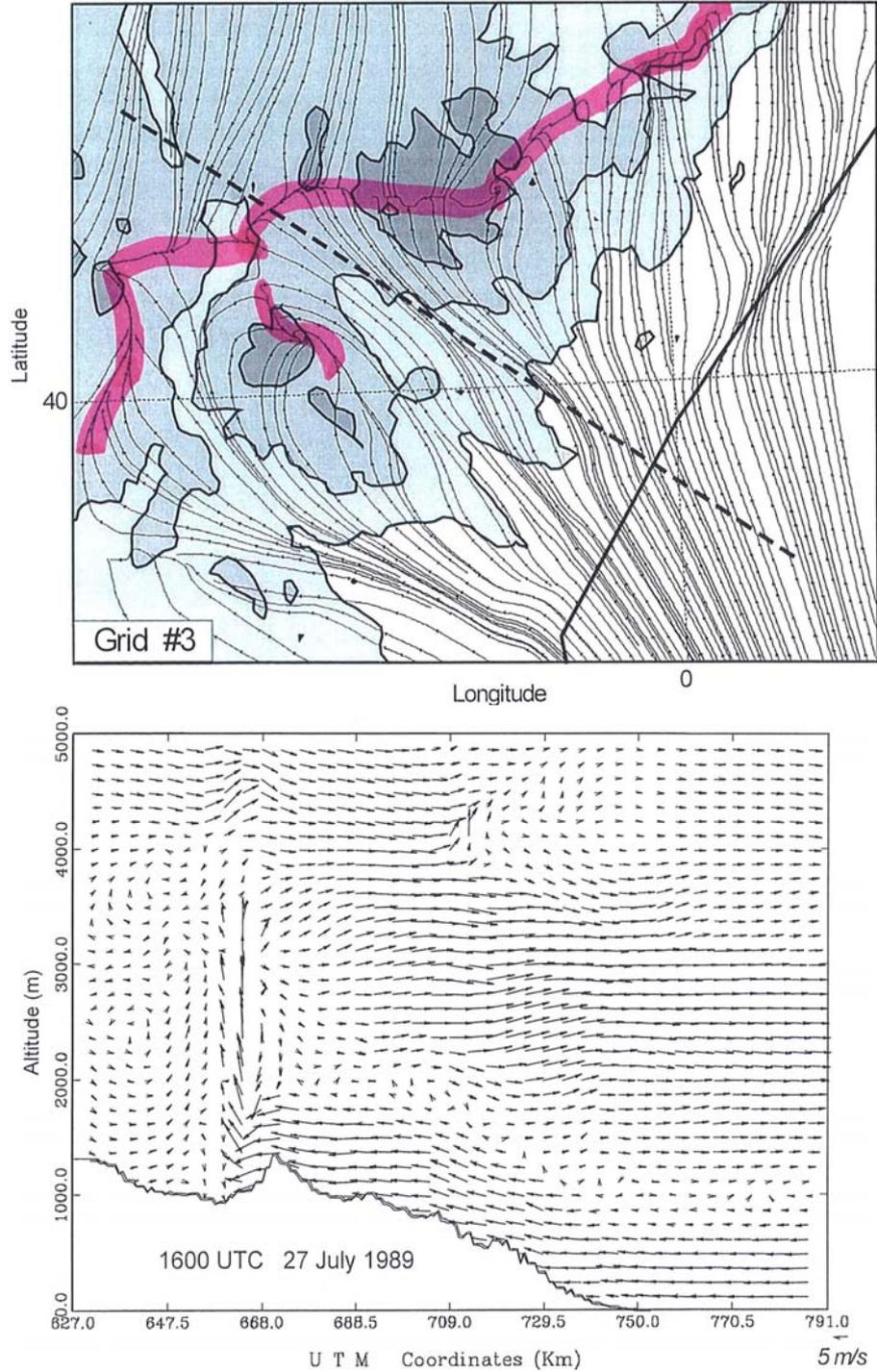


Figura 45. Continuación de la figura anterior. A las 16:00 UTC los frentes de las brisas combinadas han penetrado poco más sobre las cadenas montañosas pero siguen penetrando por los valles. El campo de vientos sobre el plano de vuelo muestra una chimenea orográfica de más de 4000 m cerca de Teruel, a unos 90 km. de la costa.

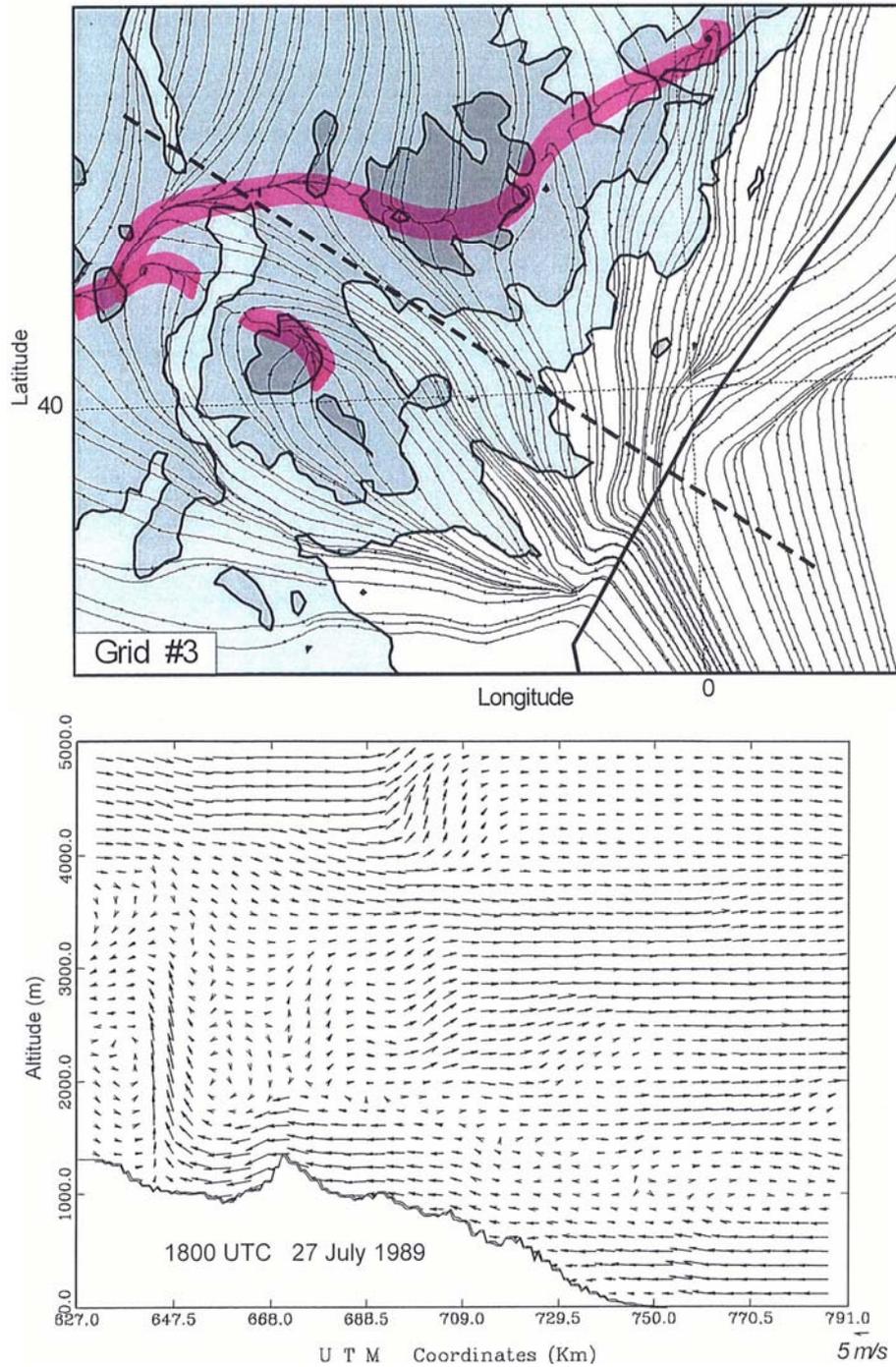


Figura 46. Continuación de la figura anterior. A las 18:00 UTC los frentes de las brisas combinadas están, esencialmente, anclados a las montañas pero siguen penetrando por los valles. El campo de vientos sobre el plano de vuelo muestra una chimenea orográfica ya más débil ( $\approx 3000$  m) a más de 100 km. de la costa, que ha superado Teruel.

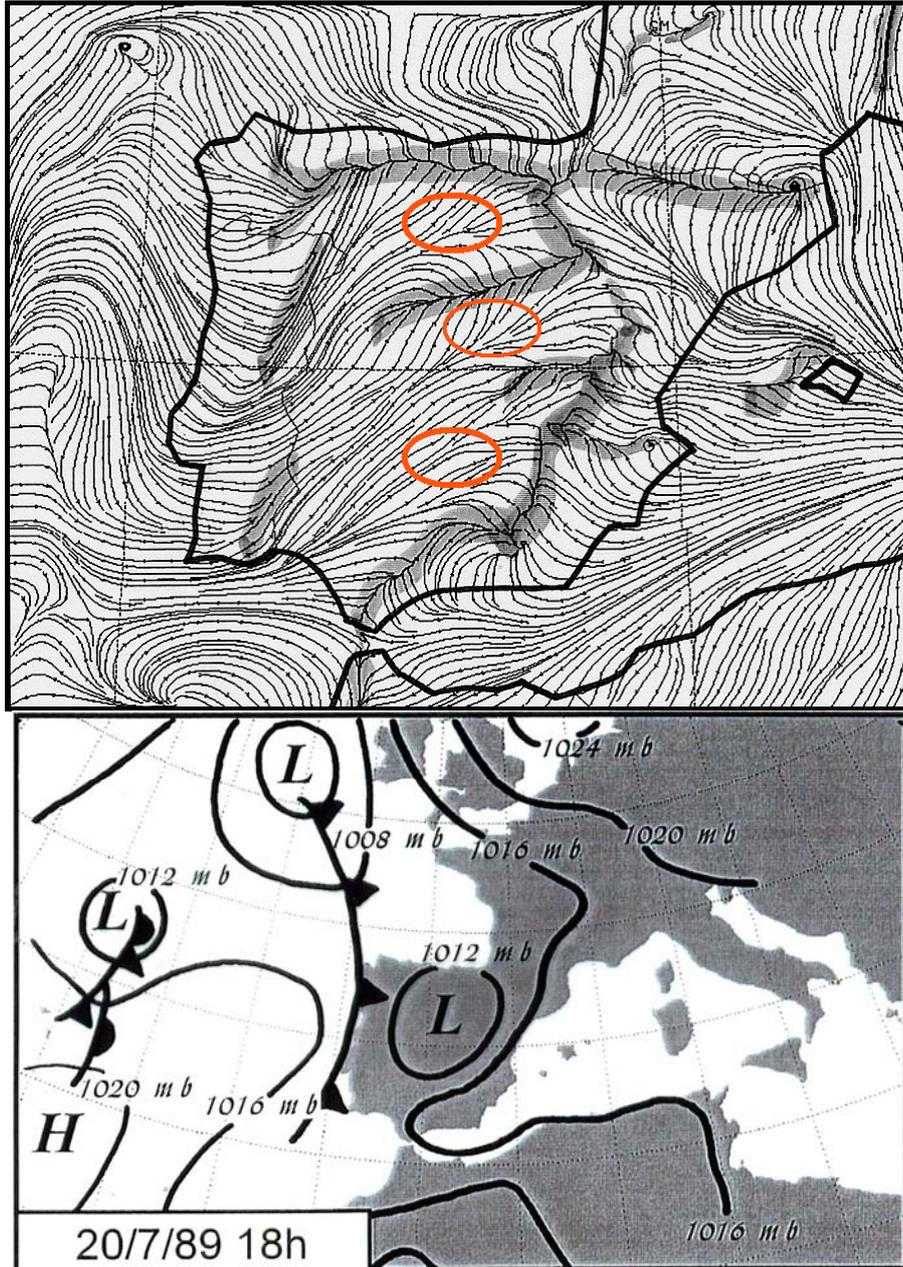


Figura 47. Resultados de la modelización sobre el dominio #1 (retícula de 16 km. x 16 km) a las 16:00 UTC del día 20 de julio de 1989 y mapa sinóptico de la Baja Térmica Ibérica (BTI) a las 18:00 UTC del mismo día. El modelo muestra que la estructura de la BTI consiste en unas líneas de convergencia resultantes de la auto-organización de las brisas de mar y los vientos de ladera a escala peninsular. Las líneas de convergencia tienden a anclarse sobre las cadenas montañosas y dan lugar a la formación de importantes áreas de subsidencia entre ellas.



Figura 48. Imagen en el infrarrojo cercano de la Península Ibérica (canal 4 del satélite NOAA) el 10 de julio de 2001 a las 16:51. La situación sinóptica ese día era parecida a la del 20 de julio de 1989, y se ha utilizado esa coincidencia para superponer el campo de líneas de corriente simulado a las 16:00 UTC de ese día (ver figura anterior). Las zonas más calientes aparecen más oscuras, por ejemplo, en la meseta inferior, en el valle del Guadalquivir, y en otras menos aparentes sobre la meseta superior y en el Valle del Ebro. Y, si se considera que el suelo (caliente) se ve mejor donde hay menos nubosidad media y alta, se puede suponer que dichas zonas se corresponden con áreas donde la superficie se ve mejor porque domina la subsidencia compensatoria.

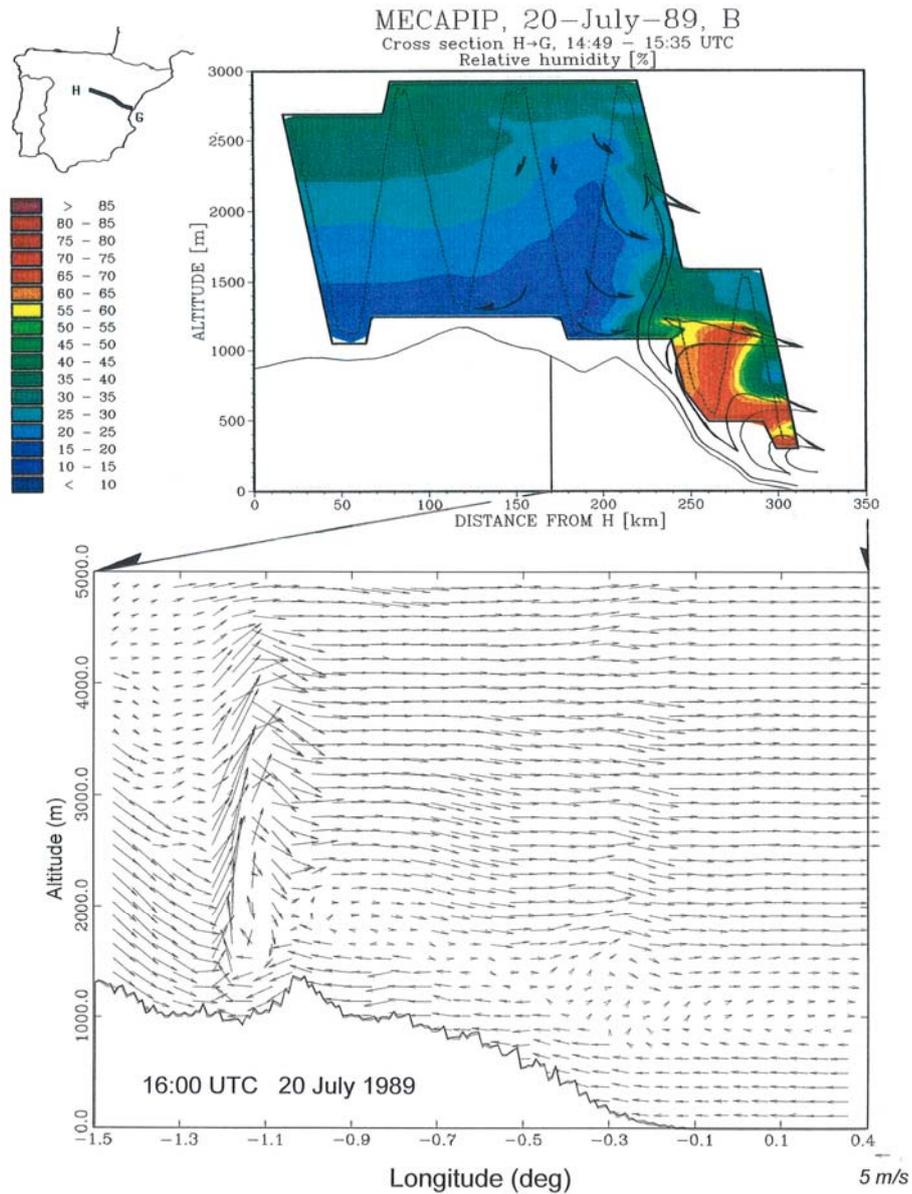


Figura 49. Humedad relativa en el vuelo de las 14:49-15:35 del día 20 de julio de 1989 (Figura 30) y detalle del campo de vientos modelizado sobre el plano de vuelo. Las figuras indican: (1) que a esas horas el frente de la brisa había penetrado más que los componentes que entran desde la costa (incluido el vapor de agua y el  $O_3$ ), como muestra adicionalmente la Figura 41, y (2) que la chimenea orográfica es más profunda que lo que indica la distribución de esos componentes a esa hora. El modelo muestra cómo la inyección orográfico-convectiva tiende a superar su nivel de equilibrio térmico y se hunde a continuación. Sin embargo, los modelos actuales no resuelven totalmente la estructura vertical observada, i.e., muestran un estrato superficial de la brisa mucho más profundo que el real, y retornos por encima de 2000 m, que no se corresponden con los estratos observados en los datos del avión (ver Figuras 30 y 31).

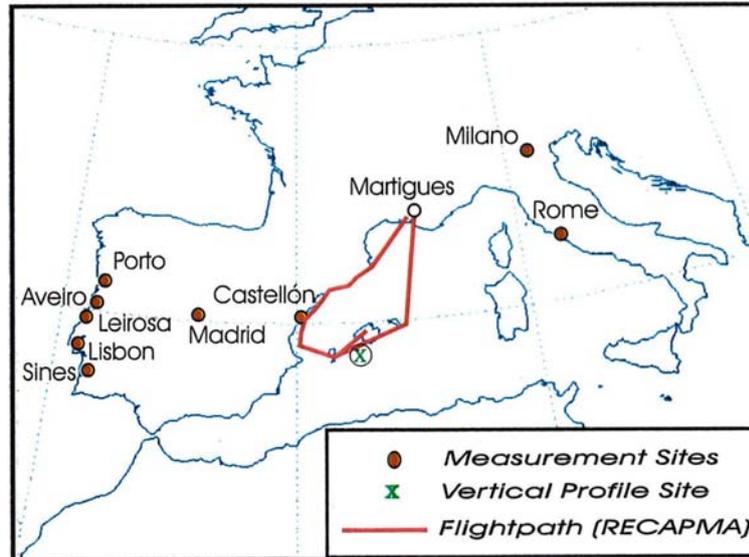


Figura 50. Área de despliegue instrumental del proyecto REgional Cycles of Air Pollution in the Mediterranean Area (RECAPMA). El objetivo principal de este proyecto era documentar si los procesos observados durante el proyecto MECAPIP, en particular la formación de estratos sobre el mar y zonas costeras, tenían continuidad sobre la cuenca Mediterránea Occidental y la costa Atlántica.

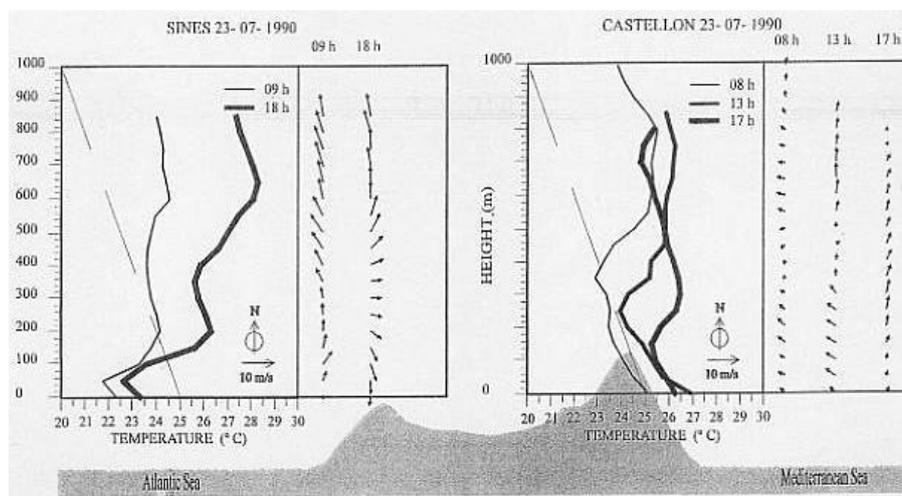


Figura 51. Resultado de los sondeos de temperatura en Sines y Grao de Castellón el 23 de julio de 1990. Se observa que la formación de la Baja Térmica Ibérica y otros procesos producen subsidencias compensatorias (ver texto) y generan inversiones sobre las costas. Las más bajas de ellas definen la profundidad de las brisas de mar. Este efecto se observa en ambas costas este día. El hundimiento es más intenso en la costa de Portugal y llega a confinar la profundidad del estrato superficial a unos 50 m en Sines, y por bajo de 150 m en Castellón.

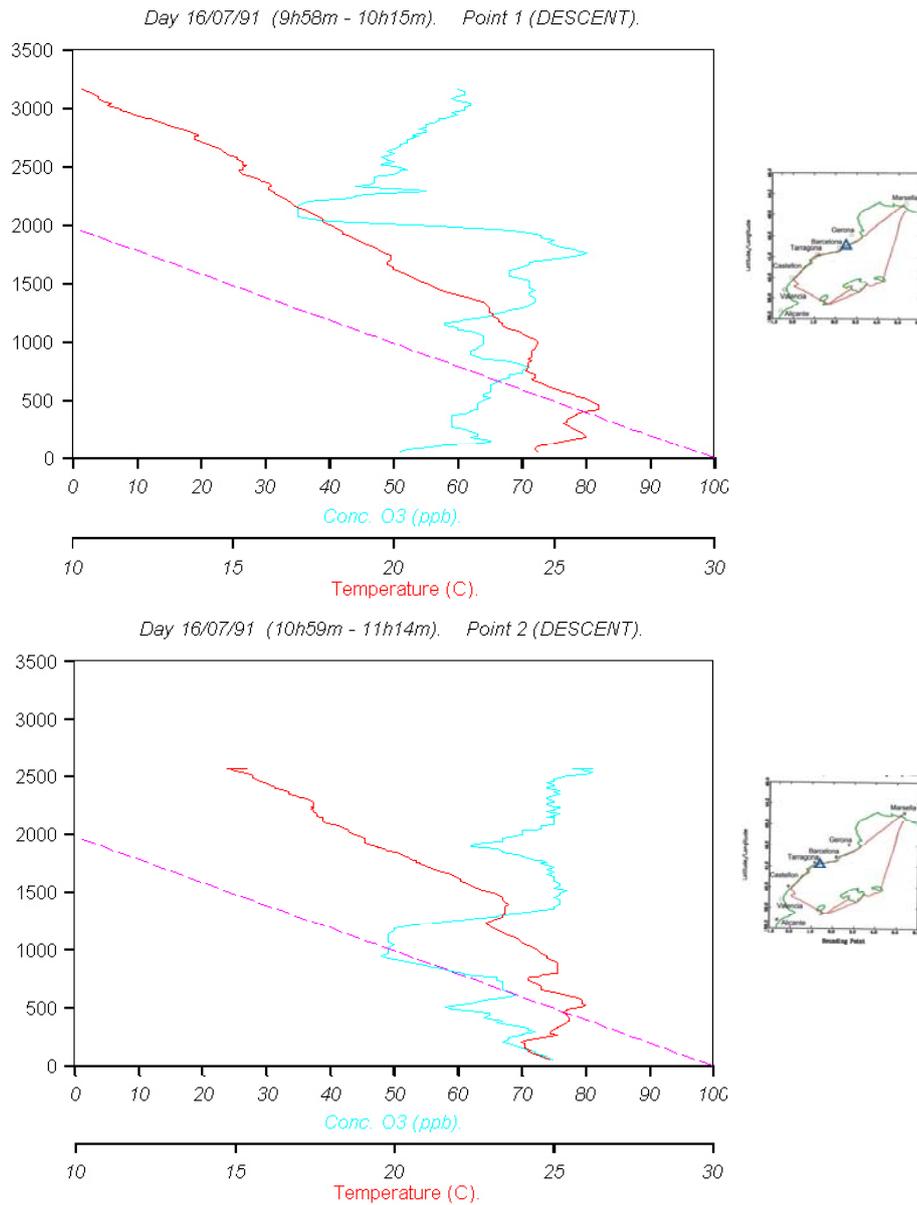


Figura 52. Sondeos de temperatura y ozono tomados con un avión instrumentado el 16 de julio de 1991. Los triángulos azules a la derecha marcan la base de los vuelos en espiral de ascenso y descenso. En paréntesis aparecen las horas y minutos para las espirales en descenso. Los sondeos de bajada, realizados a continuación de los de subida, ya muestran el calentamiento que se produce por hundimiento, aparecen desplazados hacia la derecha y con algunas de sus estructuras algo más bajas. Como referencia para seguir el calentamiento se ha incluido un perfil adiabático seco (en trazos) desde la esquina inferior derecha hasta la cota de 2000 m. En las espirales sobre el punto 2 la subida fue entre las 10:45 y 10:59 UTC, y se observa una capa superficial neutro-inestable de menos de 300 m de profundidad.

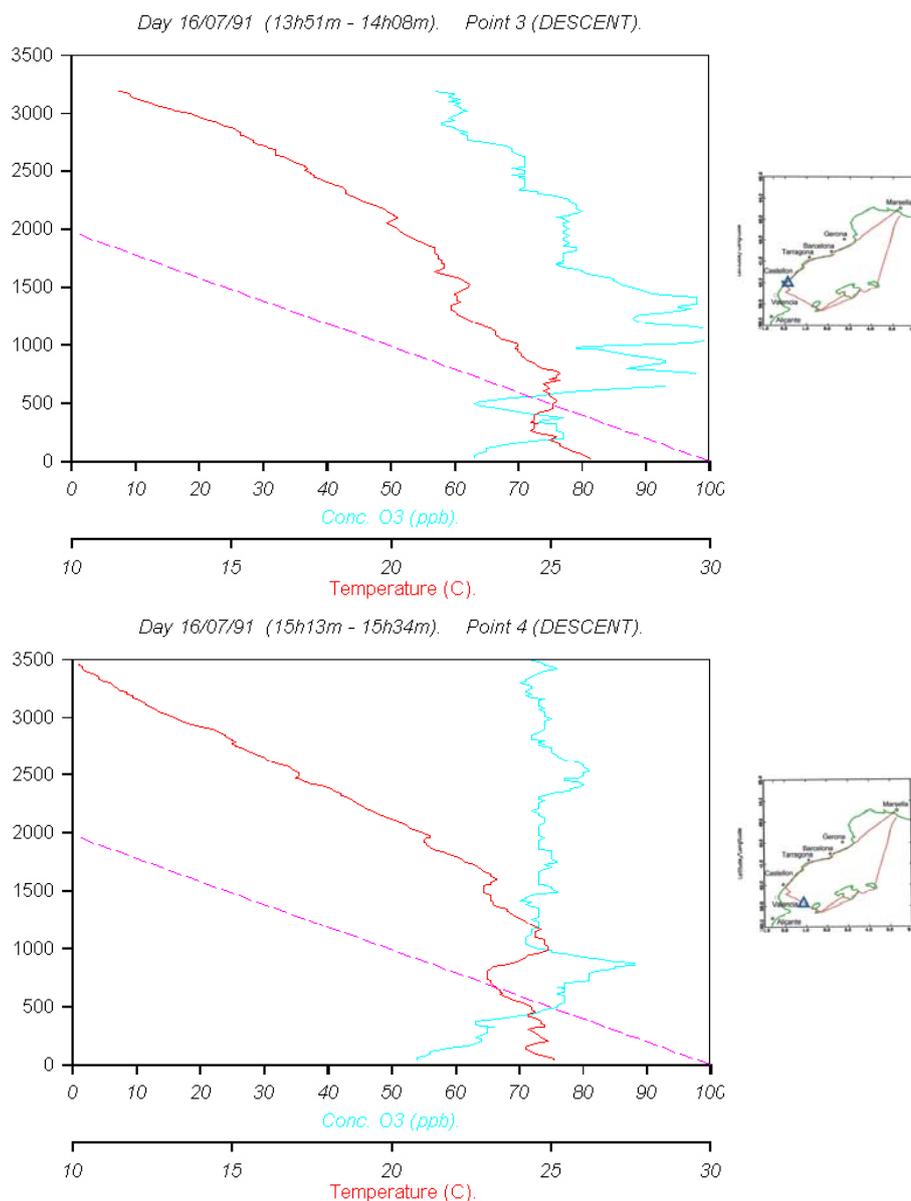


Figura 53. Continuación de los sondeos del 16 de julio de 1991. En los superiores, sobre el punto 3, la subida fue a las 13:33-13:51 UTC. En la parte inferior los sondeos con ascenso a las 14:49-15:11 UTC, a unos 100 km. de Valencia, son los únicos tomados sobre el mar después de tomar los anteriores sobre la costa (figura superior 13:51-14:08). En este segundo caso la estructura cerca de la superficie tiene un estrato inestable de menos de 200 m de profundidad que no cambia significativamente de un perfil a otro. Los altos valores de ozono en el estrato situado entre  $\approx 700$  m y 1700 m, en la figura superior a esa hora del día, sugieren que pueden estar produciéndose reacciones fotoquímicas dentro del estrato.

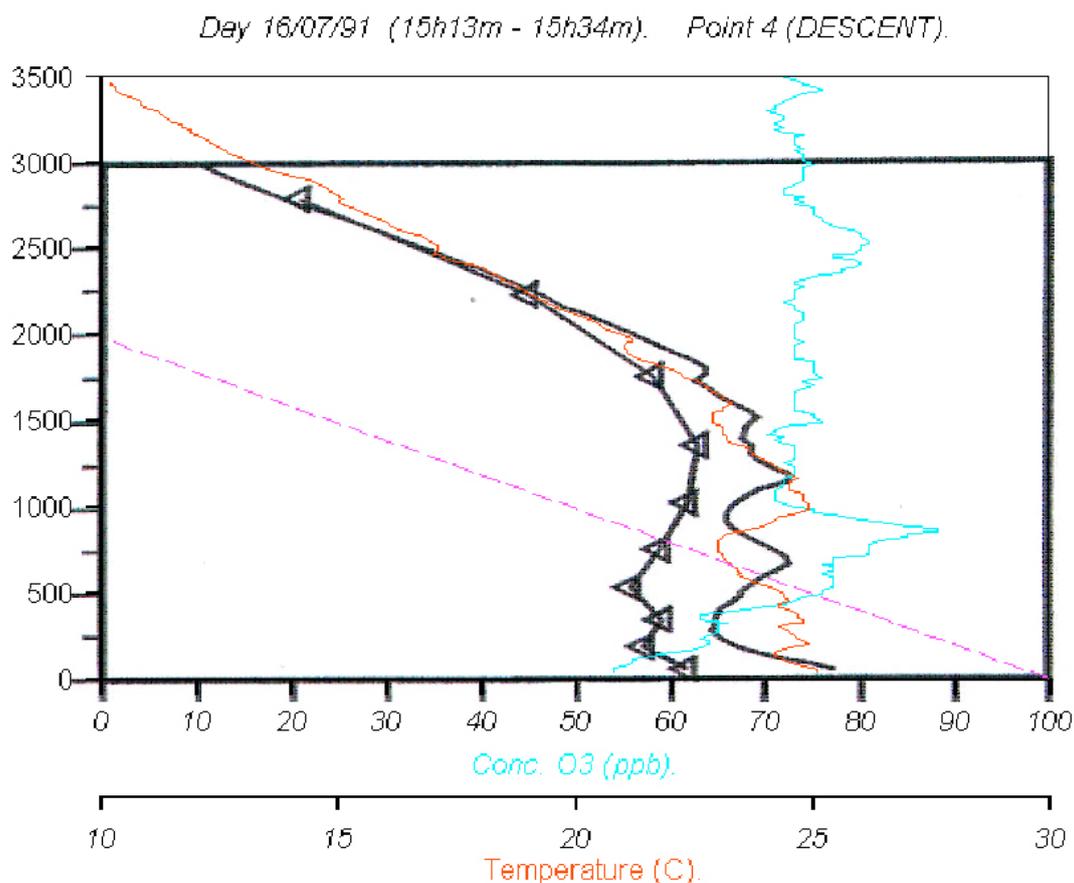


Figura 54. Superposición de los perfiles de temperatura medidos sobre el mar en el Golfo de Valencia. En negro continuo los datos del proyecto MECAPIP a las 05:00 UTC el 20 de julio de 1989, a unos 10 km. de Denia en la costa valenciana (punto A en la Figura 25). En negro con triángulos, los resultados de la modelización sobre la misma vertical, según lo descrito en la Sección 7a. Los resultados del modelo sobre la misma vertical a las 05:00 UTC se ajustan bien en las partes altas del perfil pero tienden a quedarse progresivamente retrasados por bajo de unos 2250 m. El perfil de temperaturas medido entre Castellón e Ibiza (Figura 53b) entre las 15:13-15:34 UTC el día 19 de julio de 1991 (proyecto RECAPMA) a unos 100 km. de la costa de Castellón se muestra en rojo. Las verticales de ambos sondeos se sitúan dentro de un círculo de 40 km. de diámetro sobre la misma zona del Mediterráneo. Las coincidencias en la estructura térmica por debajo de  $\approx$  2500 m son notables si se considera que los perfiles se obtuvieron con dos años ( $-$  4 días) de diferencia en diferentes horas del día, e ilustran cuán repetitivas son las recirculaciones en el Mediterráneo.

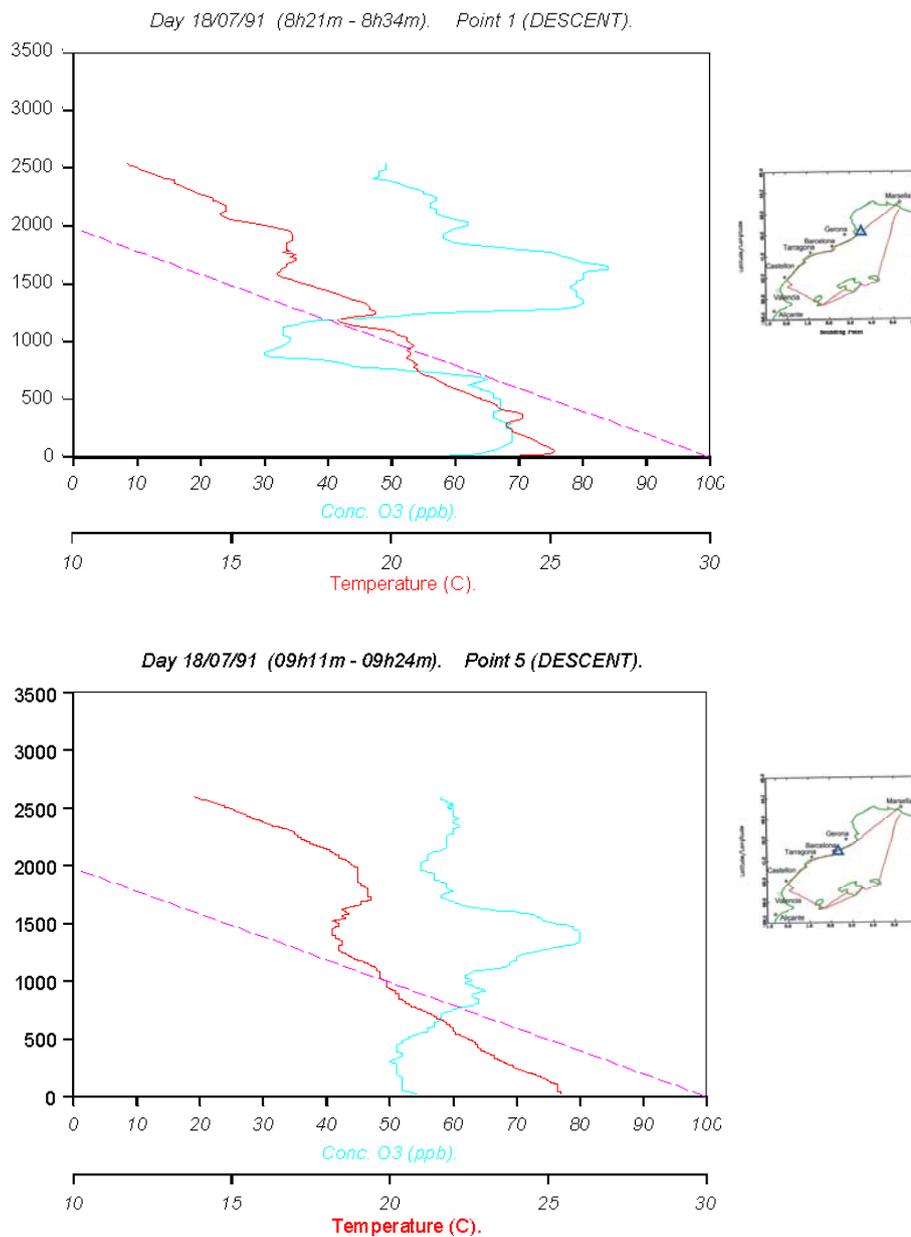


Figura 55. Sondeos del 18 de julio de 1991. Las primeras espirales fueron sobre el Golfo de León (ver también las Figuras 57 y 60) con ascenso a las 08:07-08:20 UTC. Muestran una inversión sobre el mar de 1° C en menos de 50 m de altura. Los segundos perfiles, tomados sobre la costa de Barcelona, con ascenso a las 08:58-09:10 UTC, muestran un estrato superficial neutro-inestable de  $\approx 400$  m, seguido de otros más estables hasta  $\approx 1400$  m y una profunda inversión hasta  $\approx 2200$  m. El resto de los perfiles hasta el límite del sondeo son adiabáticos secos.

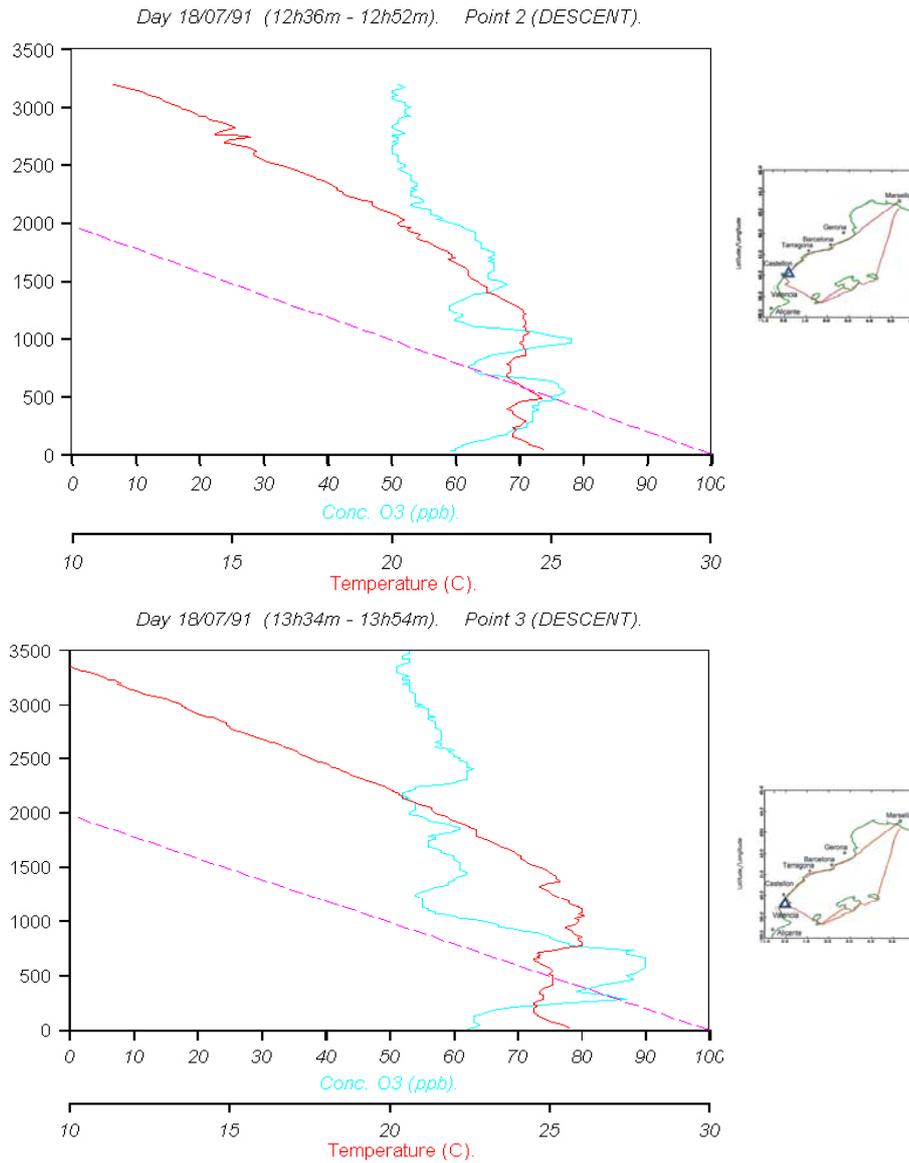


Figura 56. Continuación de los sondeos del 18 de julio de 1991, tomados cerca de Castellón con ascensos a las 12:17-12:35 UTC, y 13:15-13:34 UTC. Ambos gráficos muestran una estructura parecida a la observada en el proyecto MECAPIP. Esto es, un estrato superficial neutro-inestable poco profundo ( $\approx 200$  m), seguido de una estructura en diente de sierra, con estratos apilados sobre el mar y un promedio casi isoterma hasta unos 1500 m de altura. A ésta siguen varias secciones con perfil(es) adiabático(s) seco(s) hasta el límite vertical del sondeo.

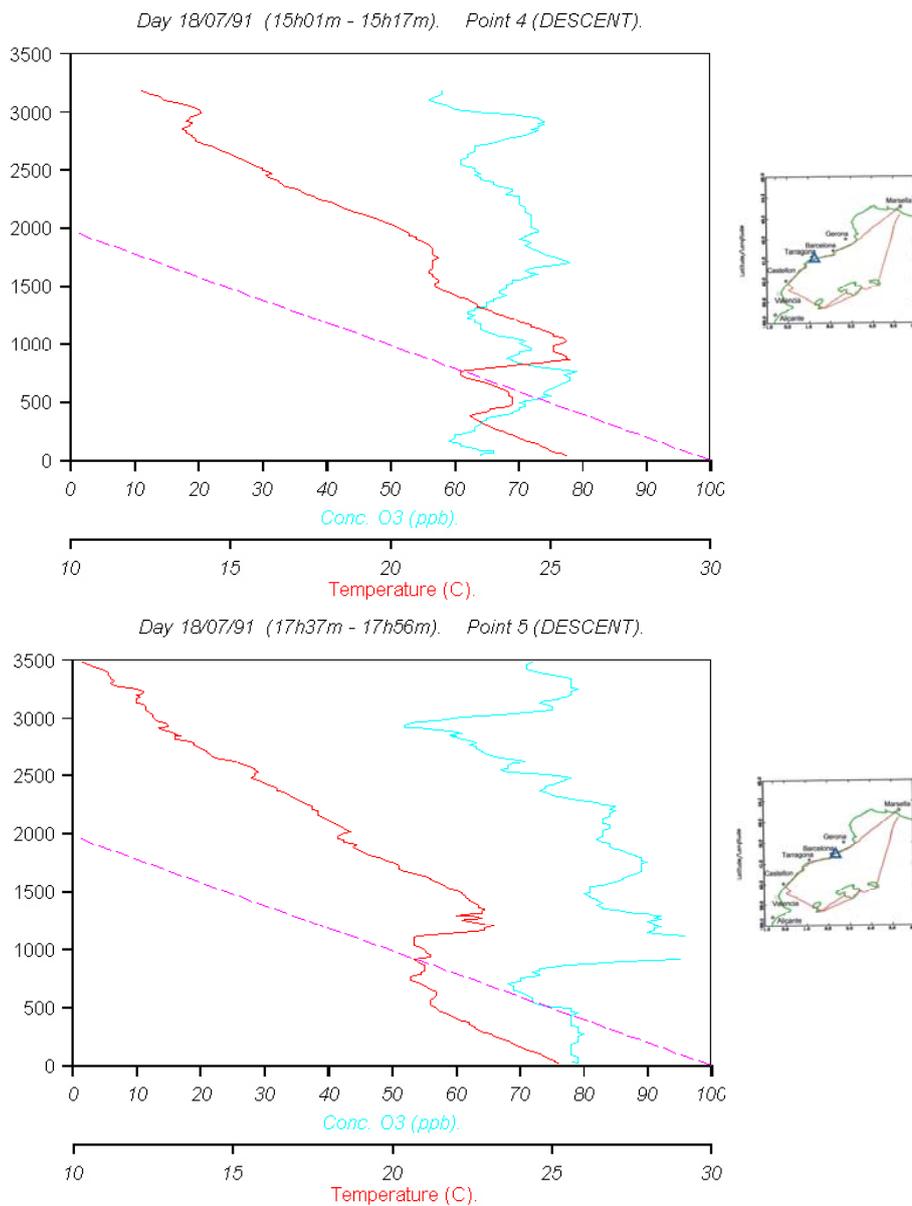


Figura 57. Continuación de los sondeos del 18 de julio de 1991 con ascensos a las 14:39-14:59 UTC y 17:15-17:36 UTC sobre Tarragona y Barcelona respectivamente. En ambos casos se detecta un aumento de la profundidad del estrato superficial, acompañado de un ligero cambio de estabilidad, que pasa de inestable ( $\approx 500$  m) a neutro-estable ( $\approx 600$  m). También se detectan estratos de retorno por encima de 3000 m acompañados de altos valores de ozono. Los altos valores de ozono en los estratos situados entre  $\approx 700$  m y 2000 m de altura en la figura inferior sugieren, como en la Figura 53a, que pueden estar produciéndose reacciones fotoquímicas dentro del mismo estrato.

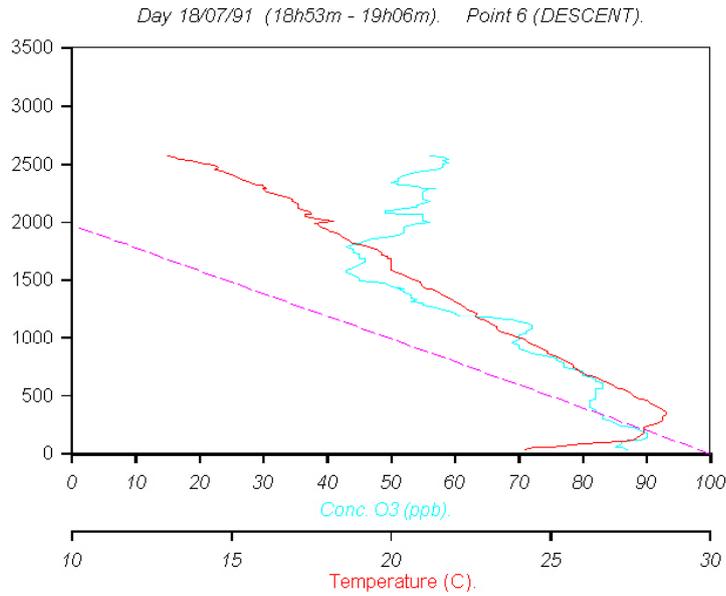


Figura 58. Últimos sondeos del 18 de julio de 1991 sobre el Golfo de León, con ascenso a las 18:38-18:52 UTC. Estos muestran una fuerte inversión sobre el mar ( $\approx 5^\circ \text{C}$  en 400 m), indicativa de una intensa subsidencia sobre esta área.

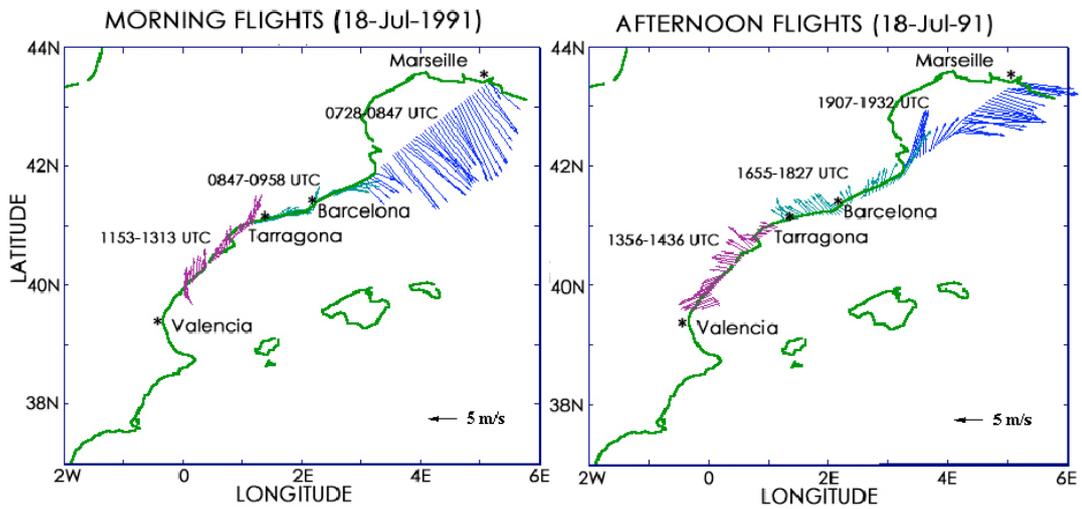


Figura 59. Vientos a la altura del avión ( $\approx 50 \text{ m}$ ) en los recorridos entre espirales el 18 de julio de 1991, en las horas marcadas en la mañana y en la tarde. Se puede observar el cambio de direcciones de viento en el Golfo de León de la mañana a la tarde.

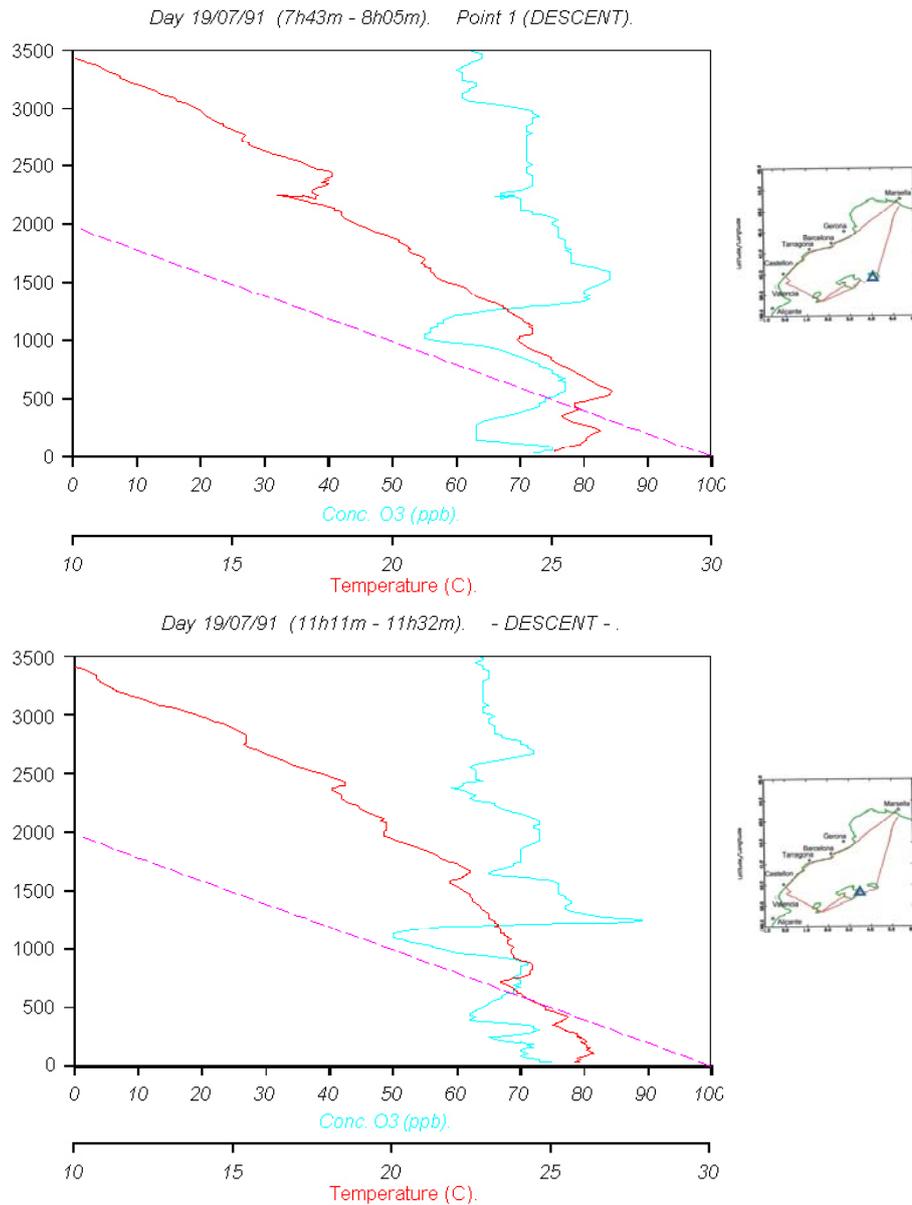


Figura 60. Sondeos del 19 de julio de 1991. El primero (sólo el descenso a las 07:43-08:05) muestra una inversión de superficie de unos 250 m de profundidad sobre el mar y estratos apilados hasta  $\approx 1000$  m. En el segundo sondeo (con ascenso a las 10:48-11:10) la inversión de superficie tiene menos de 100 m, y se observa el apilamiento de estratos por encima de  $\approx 700$  m, y trozos de perfiles adiabáticos a partir de los  $\approx 2500$  m.

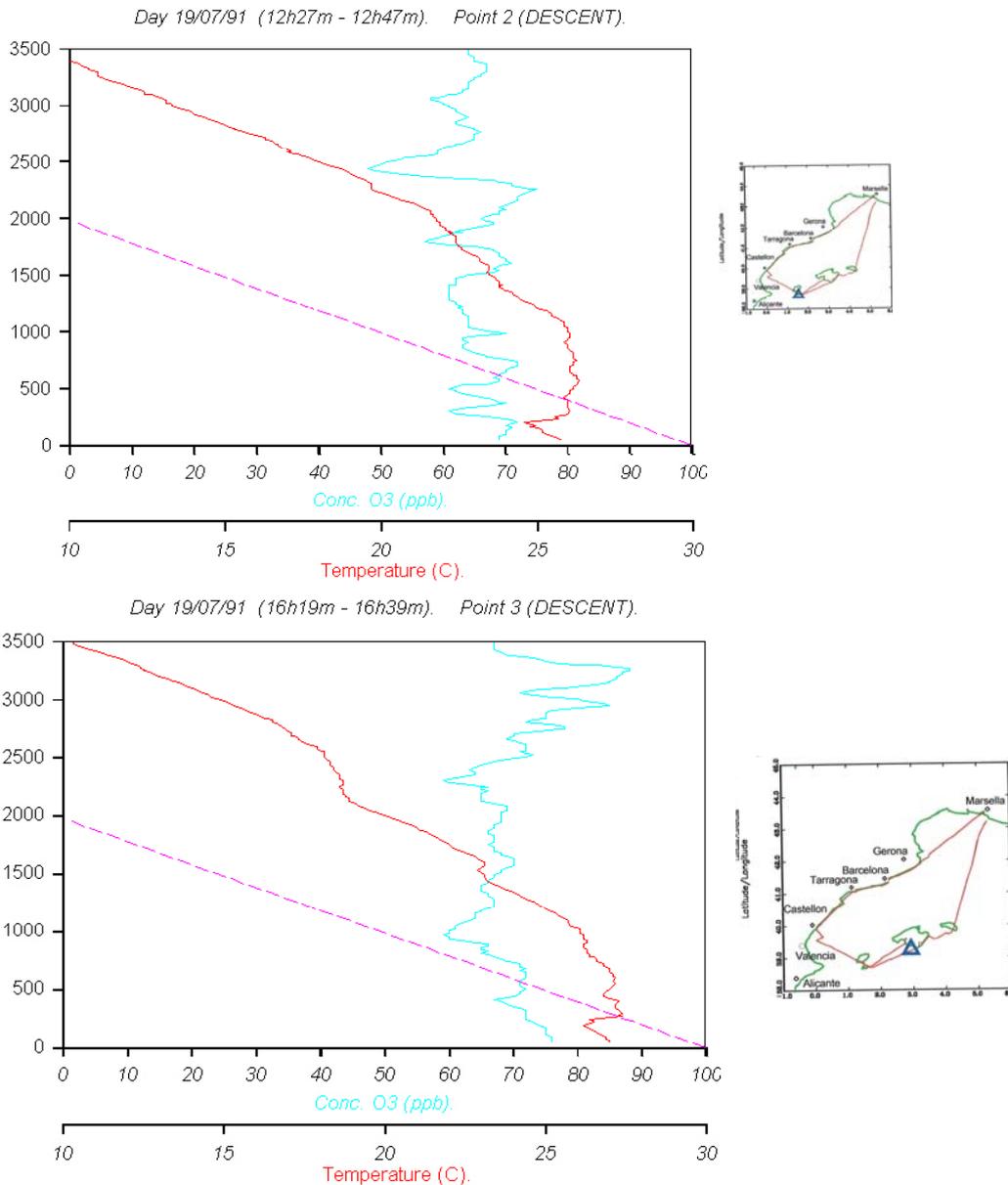


Figura 61. Sondeos del 19 de julio de 1991 con ascensos a las 12:07-12:25 UTC y 15:57-16:19. Las espirales que terminan a las 12:27-12:47 muestran un estrato superficial neutro hasta  $\approx 200$  m, un perfil casi isoterma con estratos hasta unos 1000 m, y un perfil casi adiabático seco a partir de unos 2000 m hasta el límite vertical del sondeo. El segundo sondeo (descenso a las 16:19 - 16:39) muestra la evolución de las estructuras cerca del mar y un estrato en altura (desde  $\approx 2500$  m) que se hunde hasta  $\approx 2250$  m siguiendo un perfil casi adiabático seco. En ambos casos la profundidad del estrato superficial neutro-inestable es menor de 200 m.

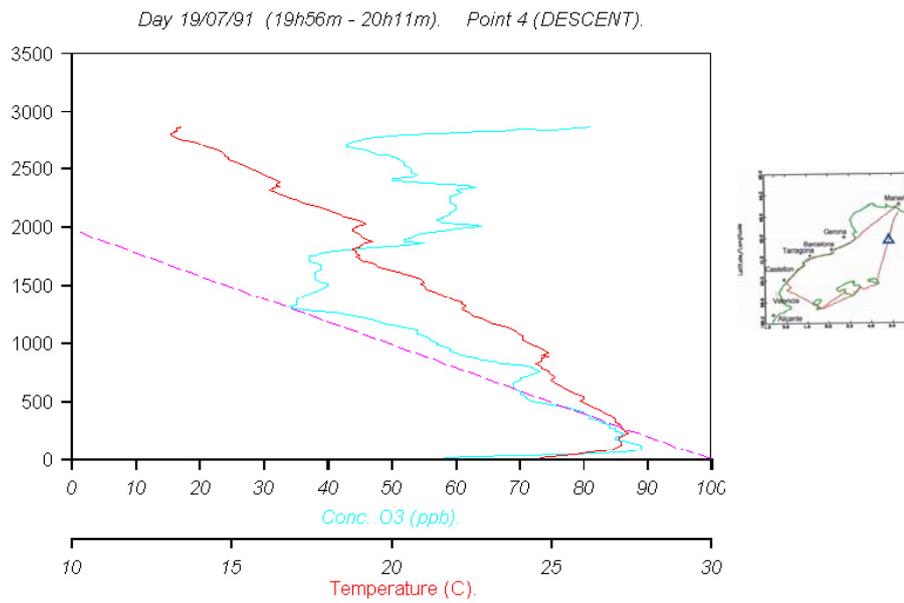


Figura 62. Último sondeo del 19 de julio de 1991 entre las 19:56-20:11 sobre el Golfo de León. En la parte alta muestra secciones con perfiles adiabáticos secos, y cerca de la superficie una inversión de 4° en los primeros 200 m, indicativa de intensa subsidencia.

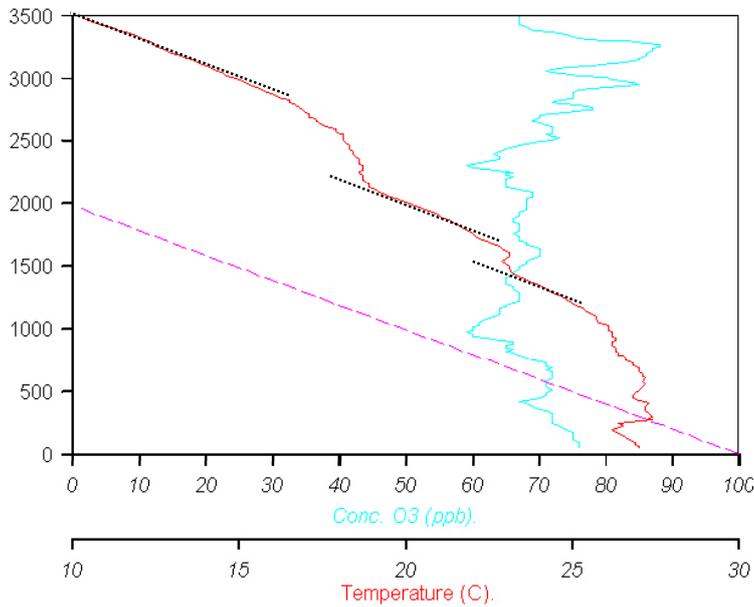


Figura 63. Ajuste de secciones adiabáticas secas a diferentes partes de la Figura 60b, que muestran estratos con temperaturas potenciales constantes.

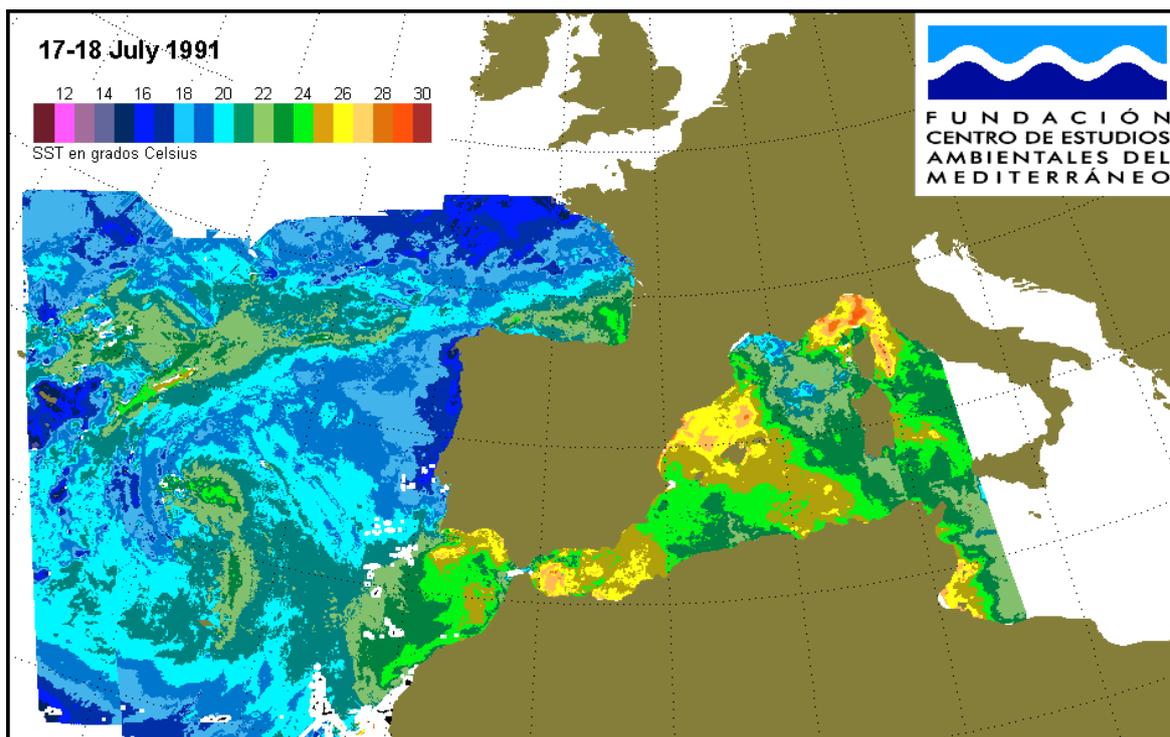


Figura 64. Promedio de las temperaturas de la superficie en los mares que rodean la Península Ibérica los días 17 y 18 de 1991 considerados aplicable al período de medida. Los datos tomados por el satélite NOAA y procesados por el CEAM (Ref. 88 y 89).

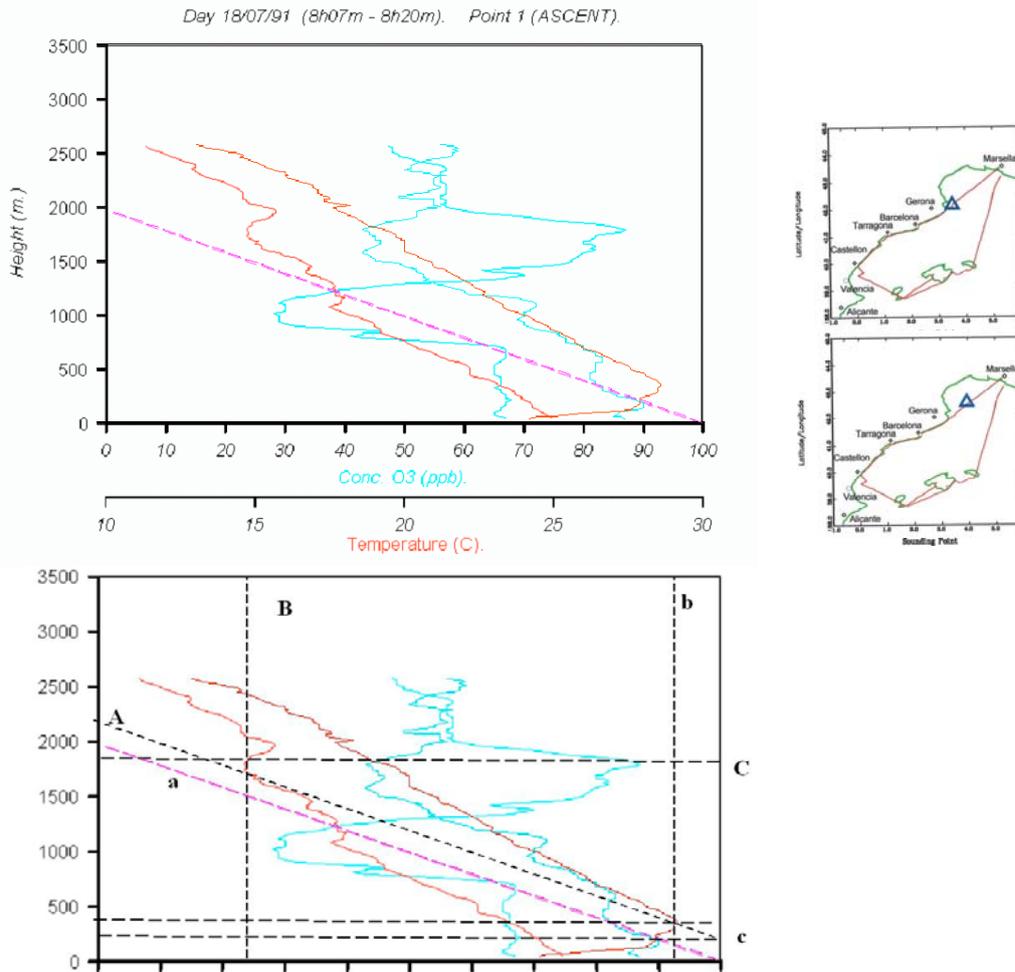


Figura 65. Superposición de los perfiles de ascenso a las 08:07-08:20 y descenso a las 18:53-19:06 sobre el Golfo de León el 18 de julio de 1991. Aunque los perfiles no se obtuvieron exactamente sobre la misma vertical (imagen derecha), sí muestran la cantidad de energía que las circulaciones costeras acumulan sobre el mar durante el día. Y, en particular, sobre las zonas donde se favorece la subsidencia. La inversión de subsidencia que se intensifica durante el día sobre las aguas frías del Golfo de León, también favorece la divergencia (escape lateral) cerca de la superficie y el transporte sobre la zona desde Francia hacia el Mediterráneo. Si el estrato de ozono que se observa por la mañana en altura es parte de la misma masa aérea del observado cerca de la superficie por la tarde, los datos confirmarían que este es un camino para la entrada de contaminación de origen Europeo-Atlántico a la cuenca Mediterránea Occidental.

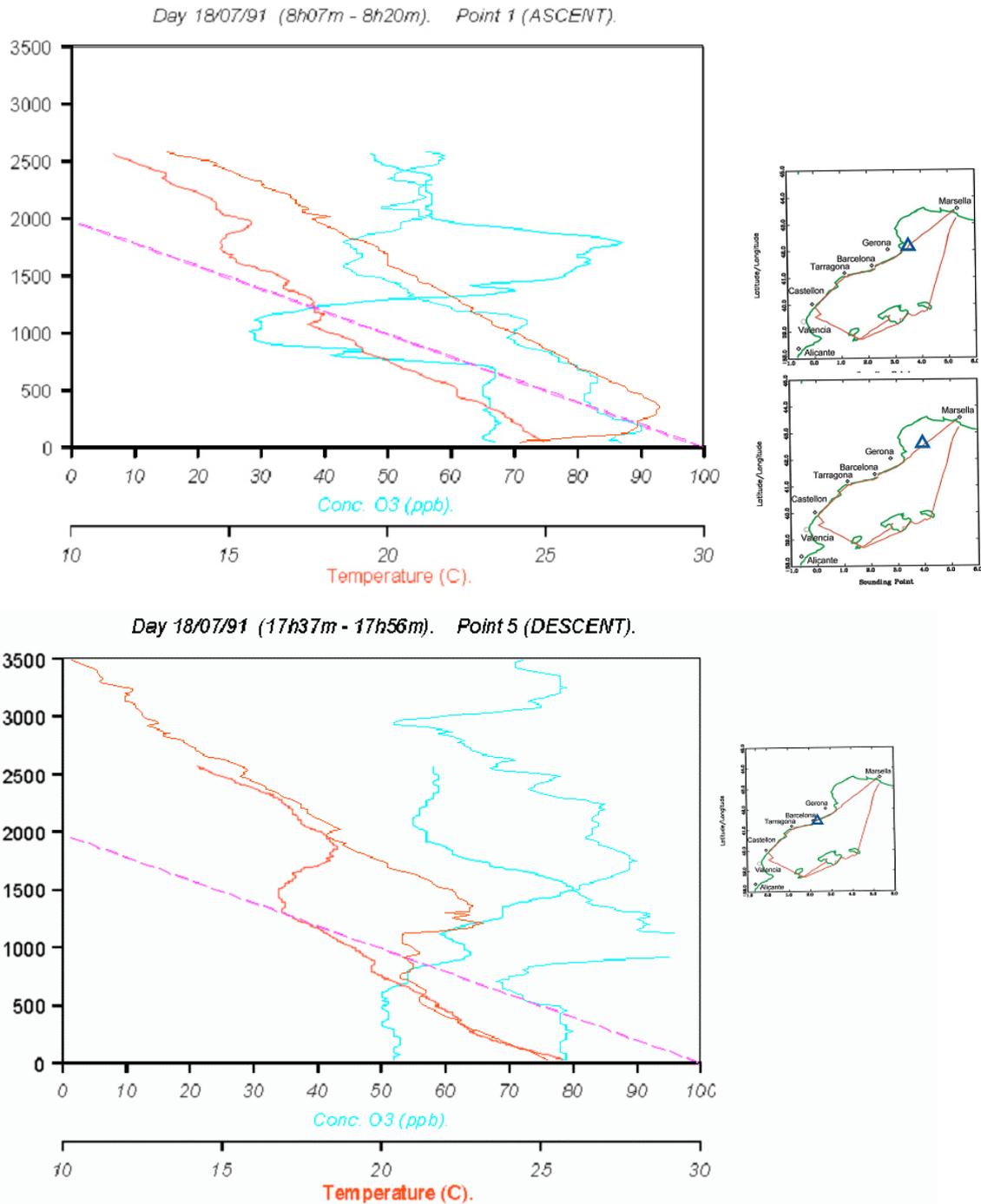


Figura 66. Superposición comparativa de los perfiles de temperatura y ozono del 18/07/1991 sobre el Golfo de León (temperatura de la superficie del mar, SST de 23°- 24° C) con ascenso a las 08:07-08:20 y descenso final a las 10:53-19:06 (diferencia de 10h 59 min), y sobre Barcelona, con SST de 26° C, ascenso a las 08:58-09:10 UTC en el vuelo de ida, y descenso final a las 17:37-17:56 UTC en el vuelo de retorno (diferencia de 8h 58 min). Con la figura siguiente ilustran las diferencias de hundimiento en diferentes partes del Mediterráneo sobre aguas con diferentes temperaturas (Figura 63).

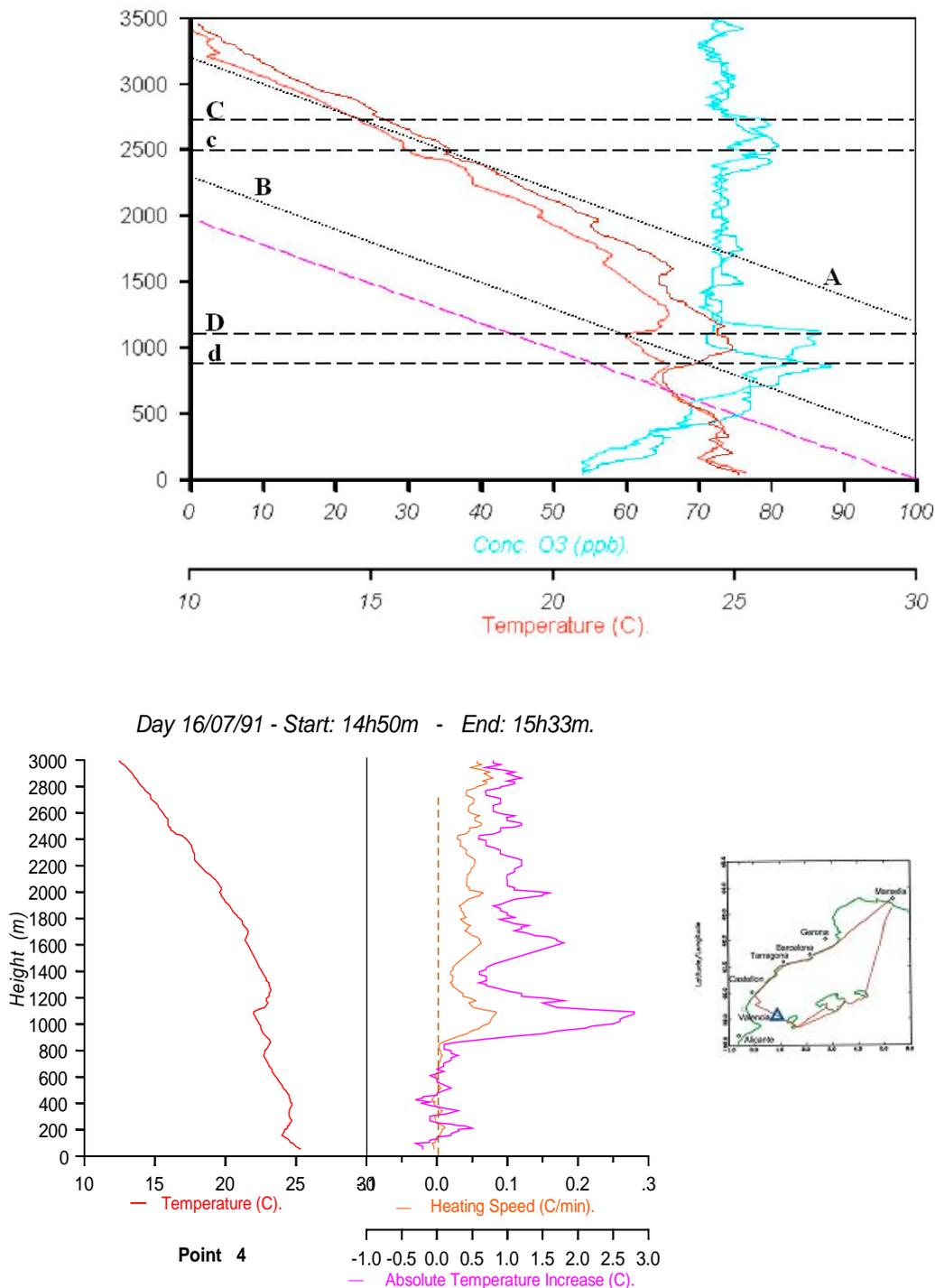


Figura 67. Superposición de los perfiles de temperatura y de O<sub>3</sub> medidos el 16 de julio de 1991 entre las 14:49 y las 15:34 UTC (Figura 53b). Uno de los aspectos más significativos del perfil de calentamiento es que no se observan valores significativos por debajo de unos 800 m de altura a esta hora, lo que sugiere que los estratos situados por debajo de esa altura, en este lugar, se desplazan horizontalmente para dar continuidad a la subsidencia de los estratos superiores.

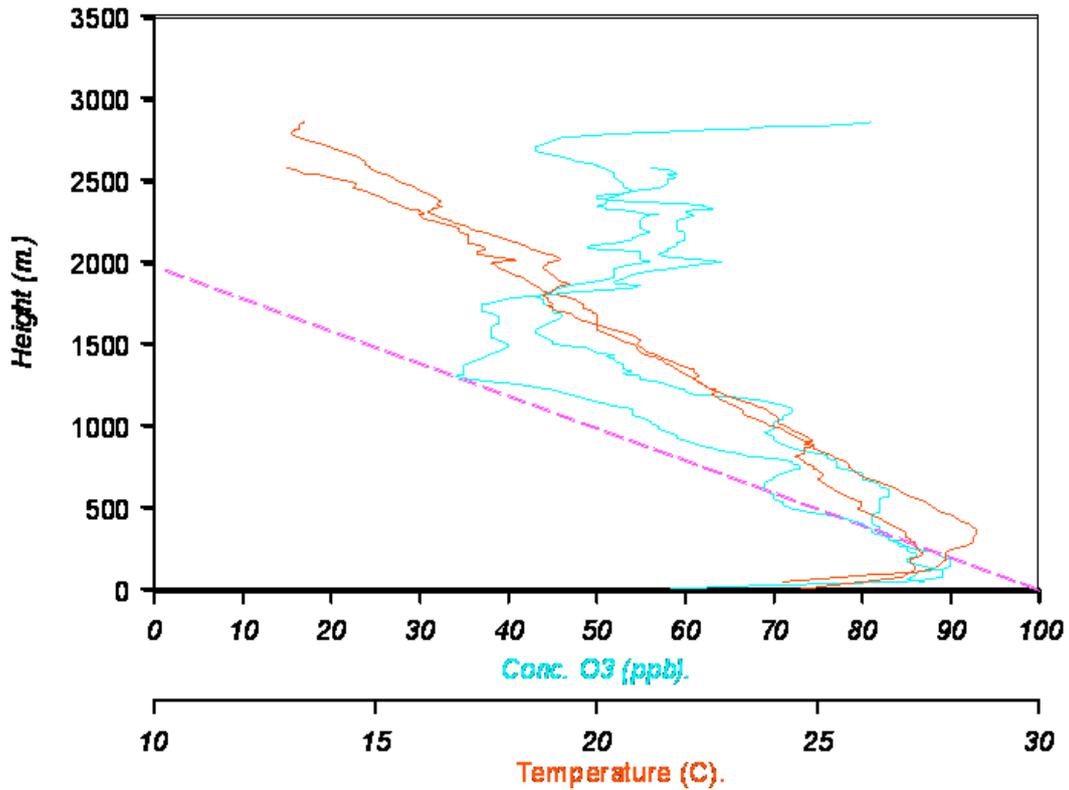


Figura 68. Superposición de los perfiles de temperatura y de O<sub>3</sub> medidos a últimas horas de la tarde el 18 y 19 de julio de 1991 sobre el Golfo de León (Figuras 57 y 61). La estructura térmica en la parte media de los perfiles, aproximadamente entre 1000m y 2500 m es casi idéntica en ambos sondeos y sugiere que los mecanismos de recarga de estratos en esta zona operaron de forma similar durante los dos días.

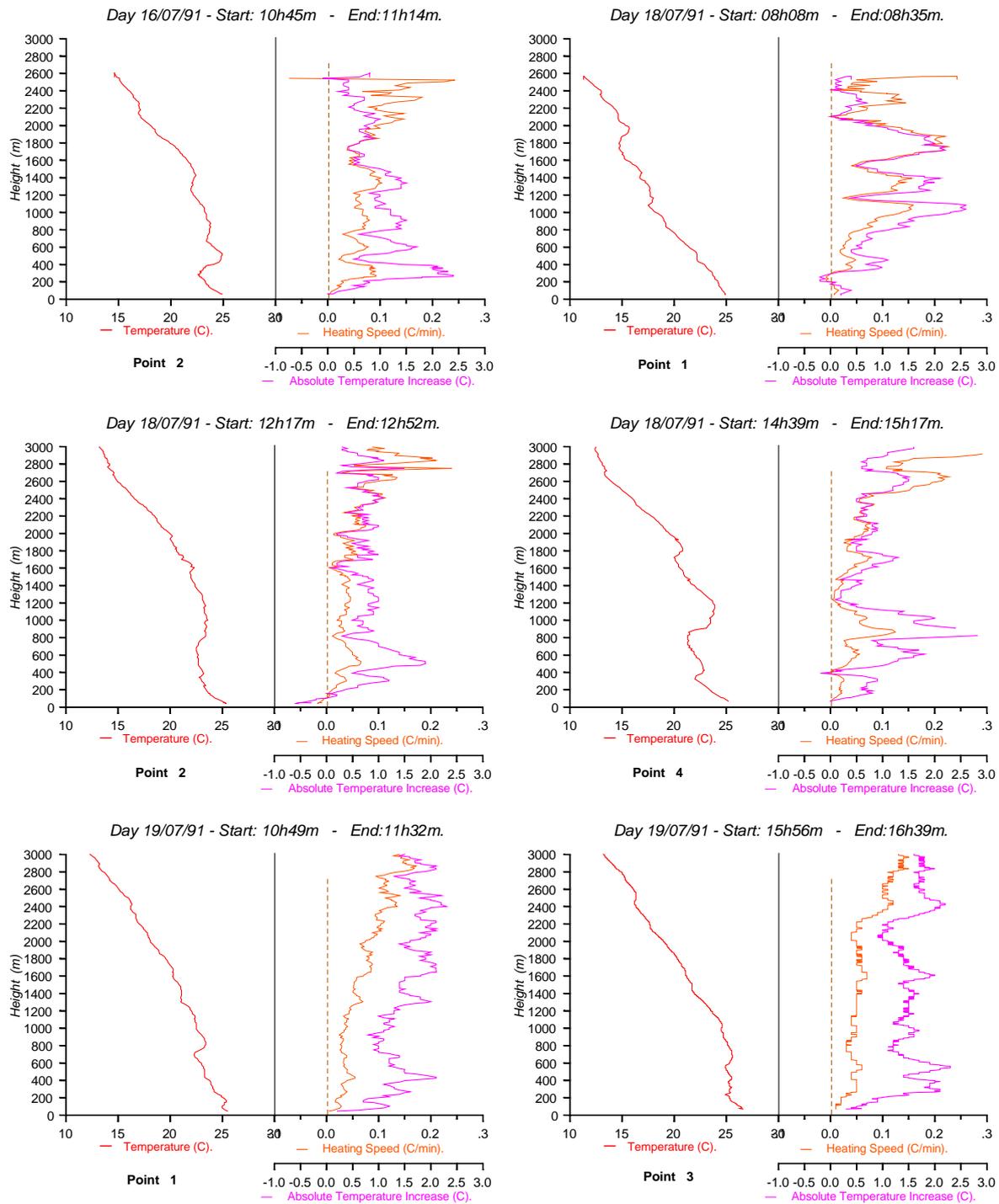


Figura 69. Velocidades de calentamiento e incremento absoluto de temperatura en los días y espirales indicadas. La Figura 66b tiene otro perfil complementario. Las horas marcadas corresponden al inicio de la espiral de ascenso y al final de la espiral de descenso.



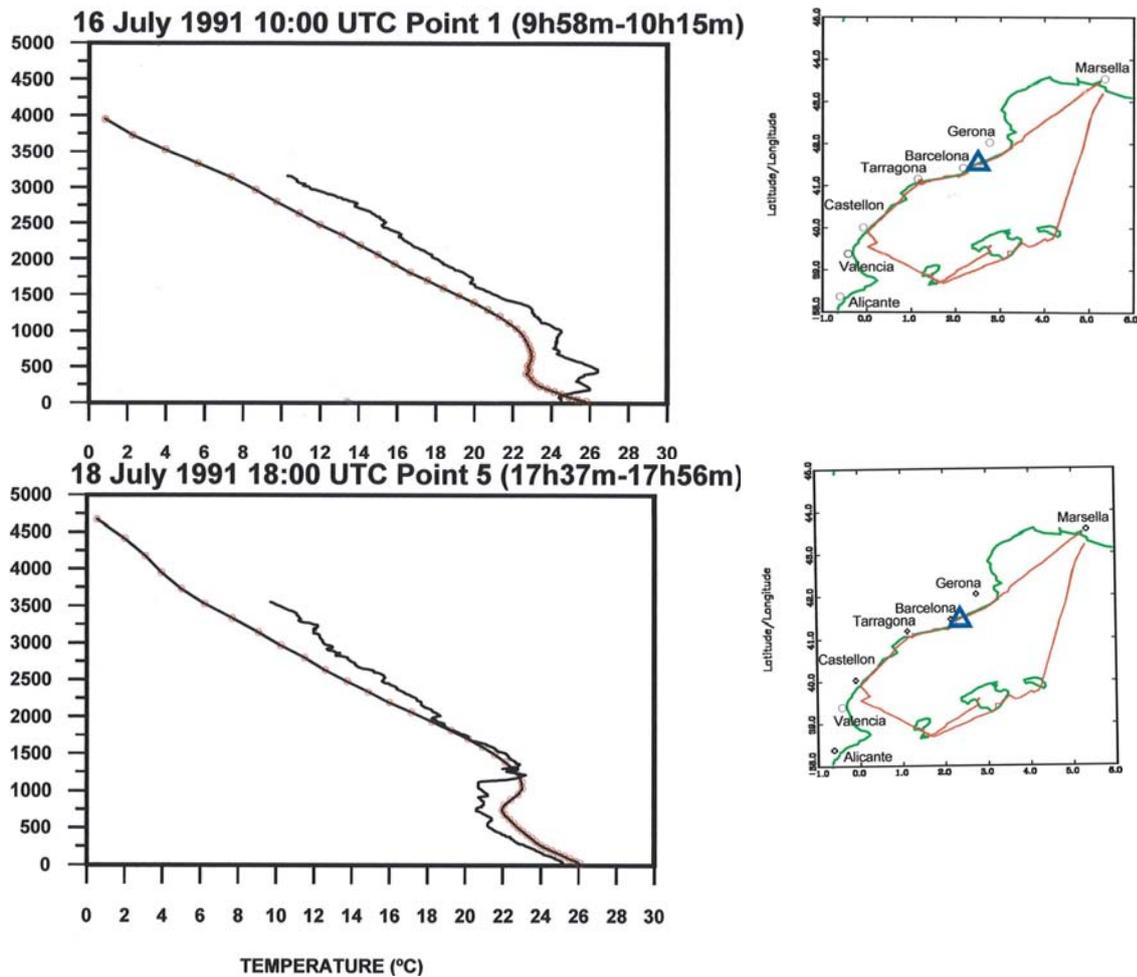


Figura 71. Perfiles de temperatura (línea continua) y resultados de la modelización de alta resolución (línea punteada en rojo) los días 16 y 18 de julio de 1991, sobre una vertical al este de Barcelona, hasta unos 3000 m de altura, a las horas indicadas. La simulación del perfil de temperaturas queda por detrás del perfil observado por la mañana. En el perfil de la tarde la simulación llega a reproducir algunos aspectos del perfil observado por debajo de unos 2000 m y se queda retrasada a partir de esa altura.

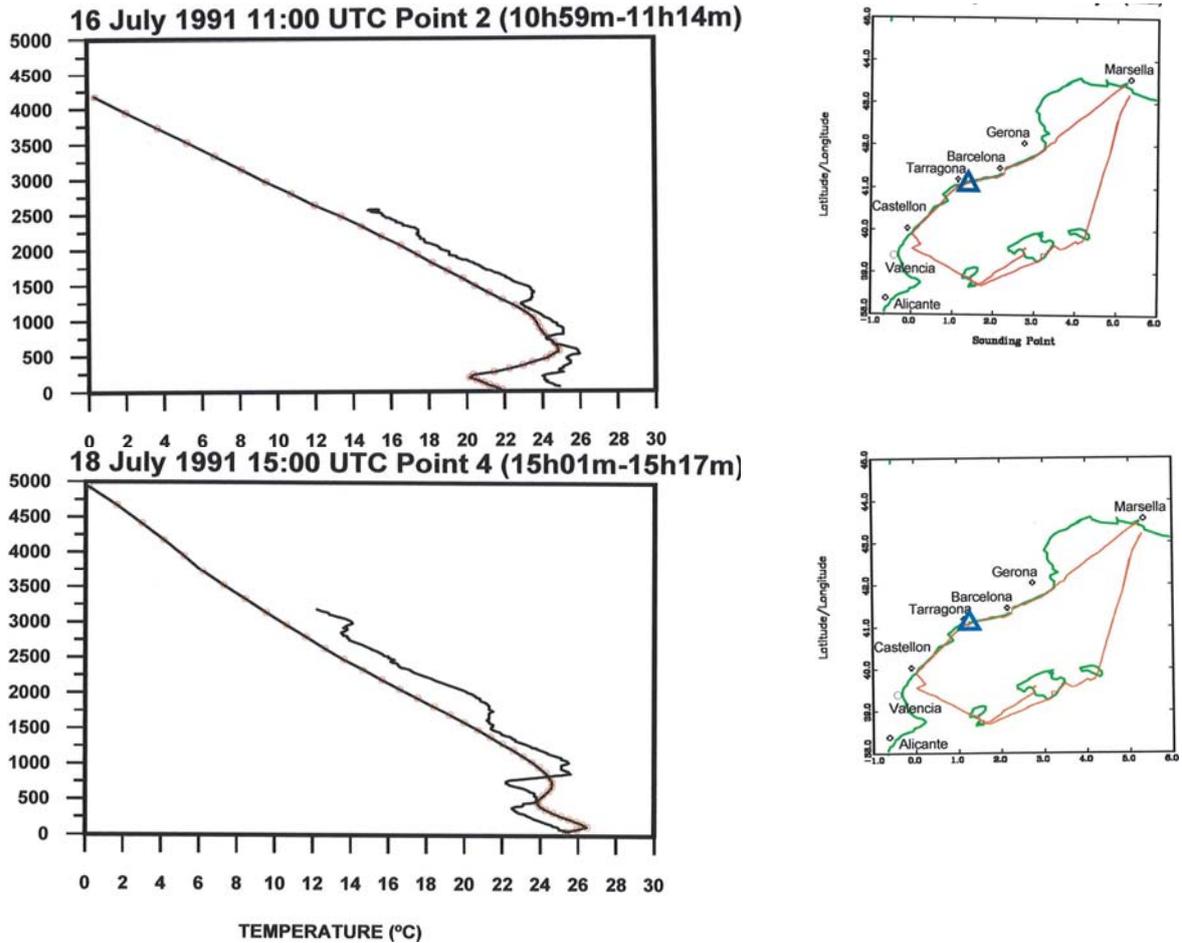


Figura 72. Perfiles de temperatura (línea continua) y resultados de la modelización de alta resolución (línea punteada en rojo) los días 16 y 18 de julio de 1991, aproximadamente sobre la vertical de Tarragona, a las horas indicadas. En ambos casos la simulación se queda retrasada con respecto a los perfiles medidos aunque es capaz de recoger los aspectos generales de su estructura por debajo de unos 1500 m.

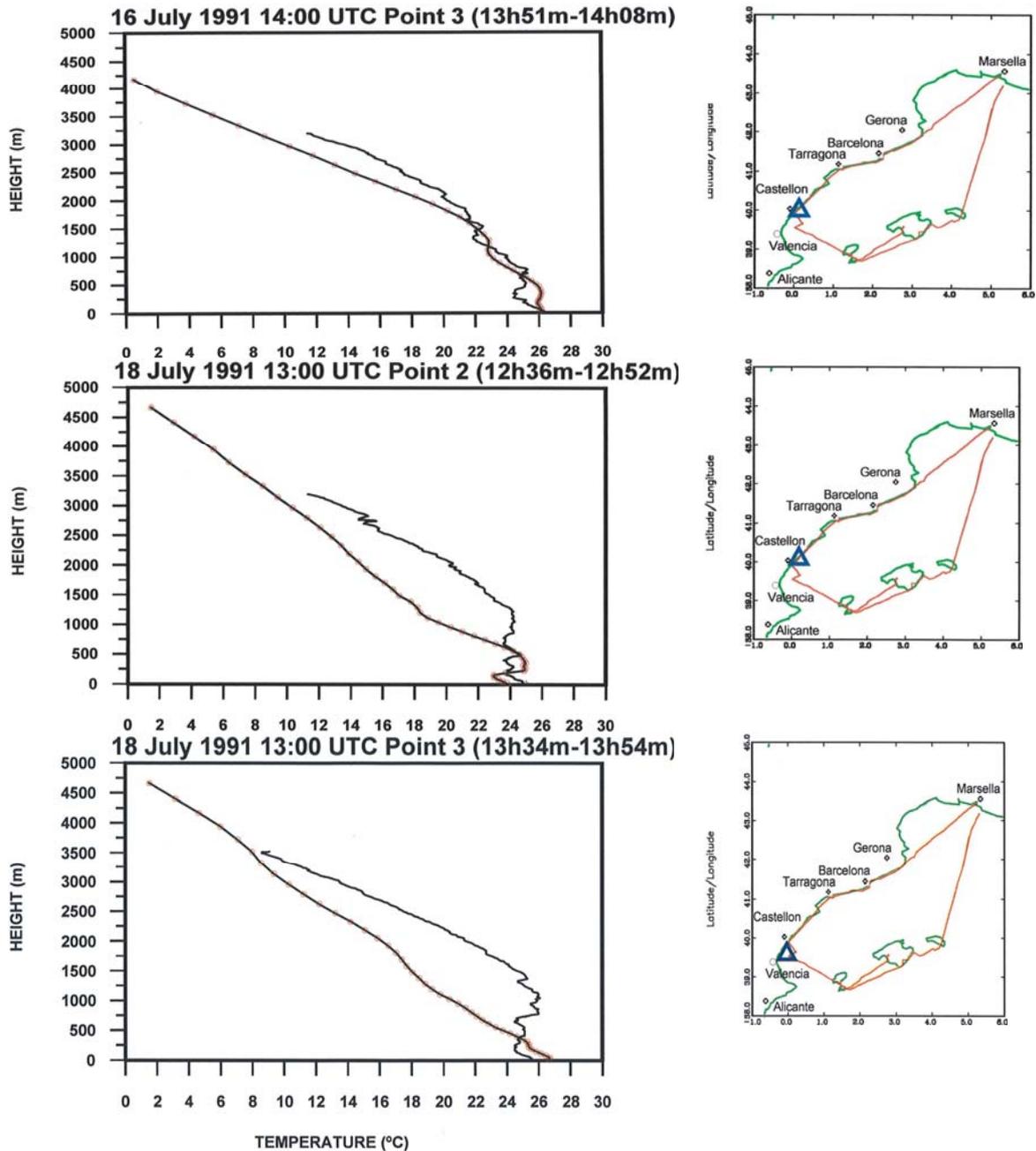


Figura 73. Perfiles de temperatura y resultados de la modelización los días 16 y 18 de julio de 1991, sobre dos verticales distintas en el área de Castellón. Los tres corresponden a condiciones de mediodía a media tarde. La simulación del 16 reproduce aceptablemente la estructura por debajo de unos 1500 m. Sin embargo, en las simulaciones del 18 el perfil de temperaturas simulado se queda claramente retrasado con respecto a los datos experimentales.

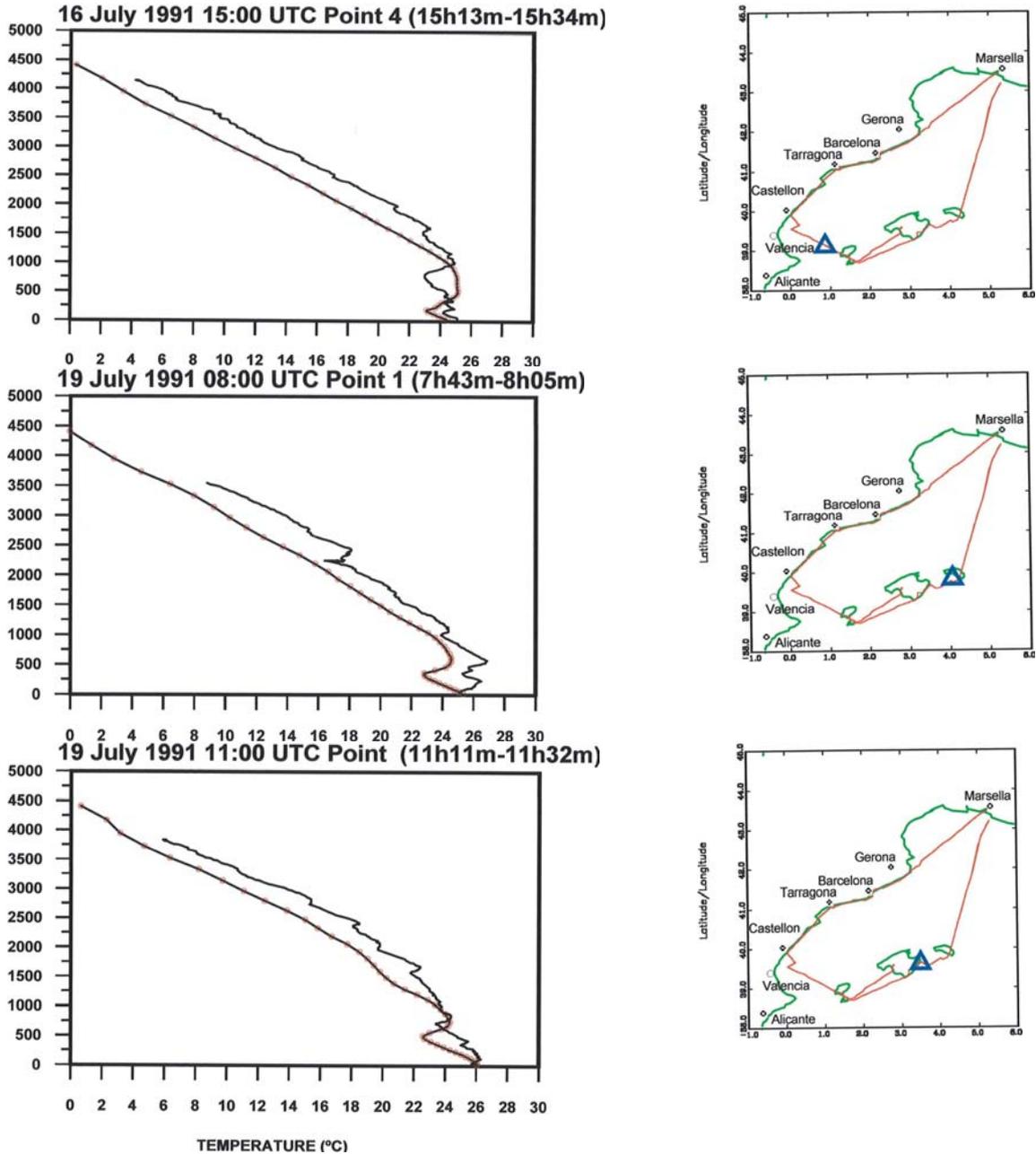


Figura 74. Perfiles de temperatura y resultados de la modelización los días 16 y 19 de julio de 1991, sobre el mar en las verticales de los triángulos marcados a las horas indicadas. En los tres casos los perfiles simulados reproducen la estructura observada por debajo de unos 1000 m de altura y se quedan retrasados con respecto a los valores observados a cotas más altas.

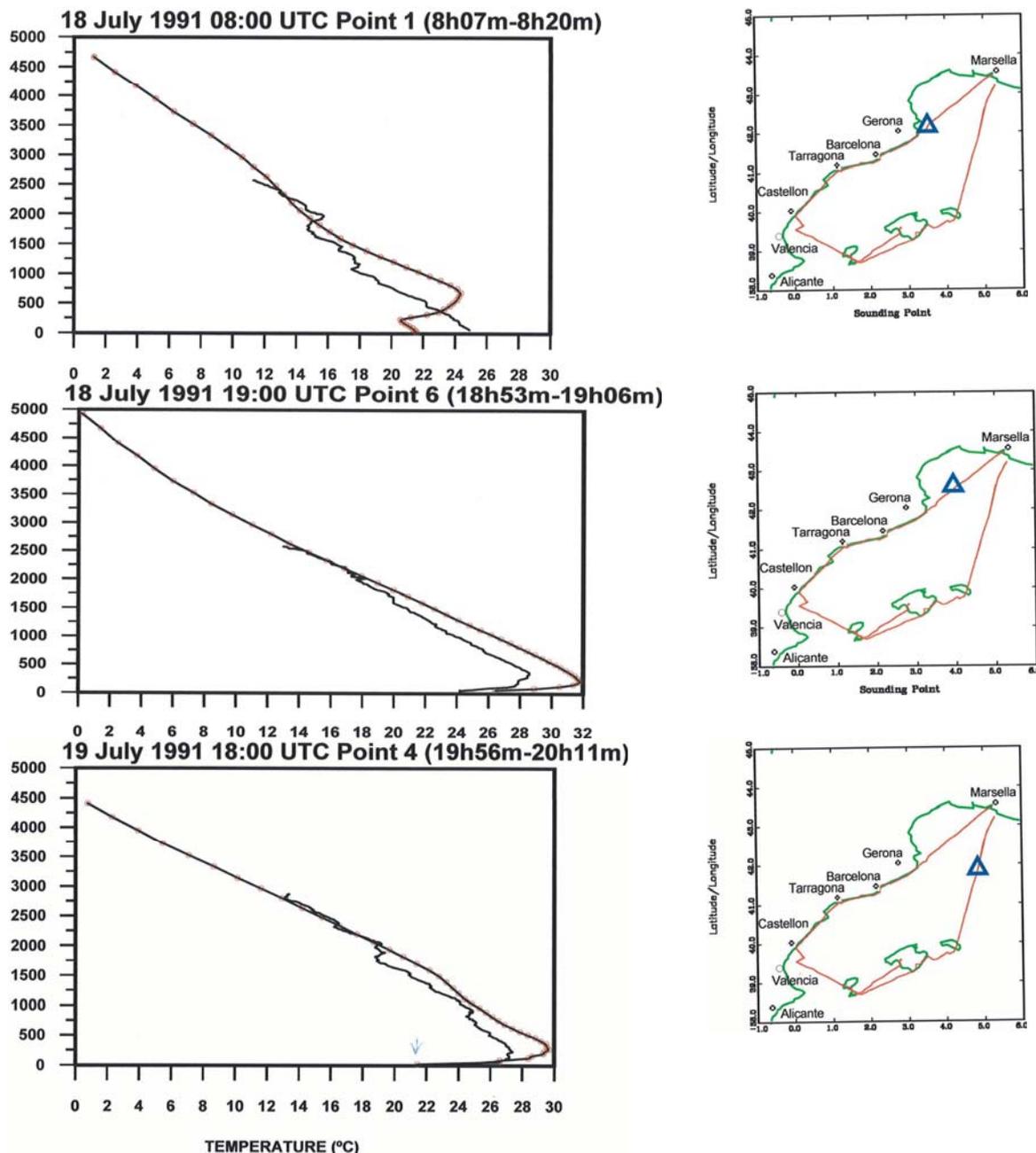


Figura 75. Perfiles de temperatura y resultados de la modelización los días 18 y 19 de julio de 1991, sobre el mar (Golfo de León) en las verticales de los triángulos marcados a las horas indicadas; uno a primeras horas de la mañana y dos a finales de la tarde. En los tres casos los perfiles simulados sobre las aguas frías del Golfo de León se "adelantan" a los datos reales. Esto sugiere que el modelo produce más subsidencia de la real o que, en su conjunto, acumula sobre este lugar la subsidencia compensatoria (i.e., la continuidad de los flujos) que no es capaz de reproducir sobre las otras áreas.

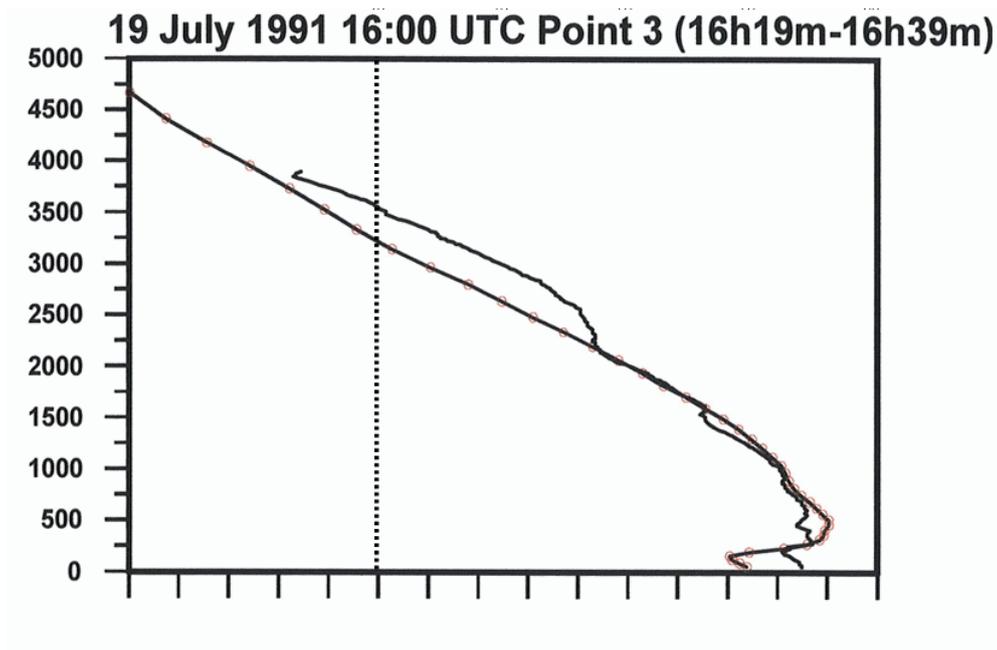
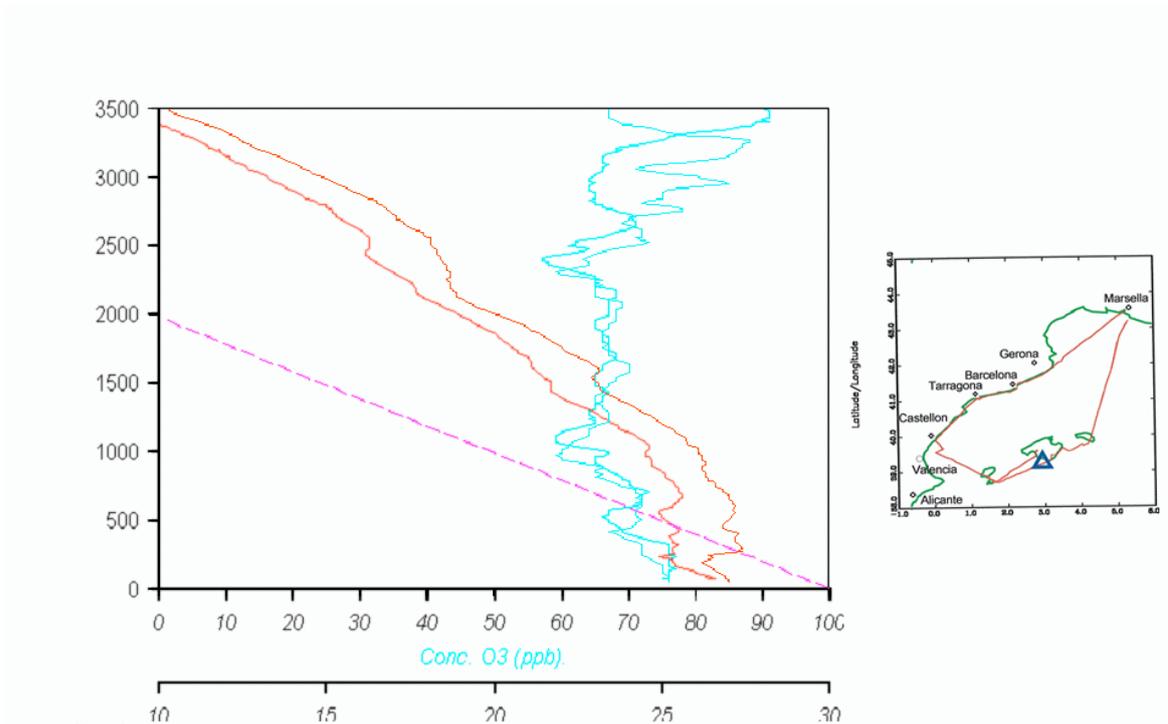


Figura 76. Perfiles de temperatura (subida 15:57-16:19) y bajada (16:19-16:39) y resultados de la modelización (16:00 UTC) el día 19 de julio de 1991 al sur de Mallorca (recuadro a la derecha). Los gráficos se han ajustado para que coincidan los sectores comunes de los perfiles medidos y de la simulación. Esto es, el área común desde 0 a 3500 m y desde 10° C a 30° C. Este día y a esta hora, el modelo reproduce adecuadamente la forma, pero no la estructura fina, del perfil observado por debajo de  $\approx 2000$  m, y se queda retrasado entre los  $\approx 2200$  m y 3900 m de altura (límite de las medidas). El período de esta simulación se corresponde con el de la Figura 70.

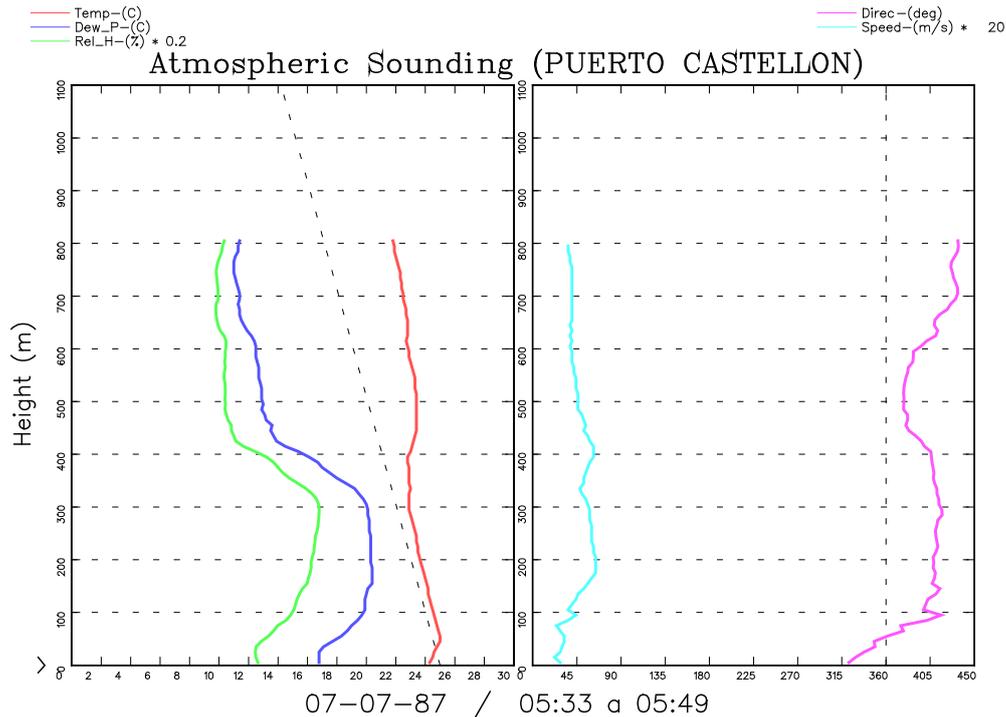


Figura 77a. Selección de sondeos atmosféricos en el Puerto de Castellón el día 7 de julio de 1987. Los sondeos se hicieron con un globo cautivo en modo de perfilamiento vertical. La altura máxima teórica del sondeo son 1000 m (sin viento), aunque en condiciones reales la altura alcanzada depende de la velocidad del viento, que inclina el cable de anclaje, y raramente se alcanzan los 800 m. Entre las 05:33-05:49 se detecta una inversión superficial de unos 50 m de profundidad con viento de dirección entre 315° y 340° (terral). Por encima se ve un estrato casi adiabático con humedad relativa más alta y una profundidad de unos 400 m con vientos de dirección 45° (paralelos a la costa, ver Figura 19). Entre los 400 m y los 800 m se detectan dos estratos más estables separados por una pequeña inflexión en el perfil de temperaturas a 600 m y cambios en humedad. Una situación parecida se observa entre las 06:34-06:45 (Figura 77b), aunque los perfiles de humedad indican que existe un estrato diferente entre 400 m y 600 m. Entre las 12:30 y 12:46 se observa el estrato de la brisa, inestable en su capa más superficial, con dirección del Este y una profundidad de unos 400 m. La Figura 77c, y la Figura 20a, muestran que entre las 14:00 y 14:15 el estrato de la brisa alcanza su profundidad máxima de unos 550 m (ese día) y, finalmente, a las 17:10-17:28 ya se ha hundido por debajo de unos 250 m. La Figura 20 muestra otros dos perfiles obtenidos entre las 14:00 y las 17:00, que ilustran la evolución del proceso.

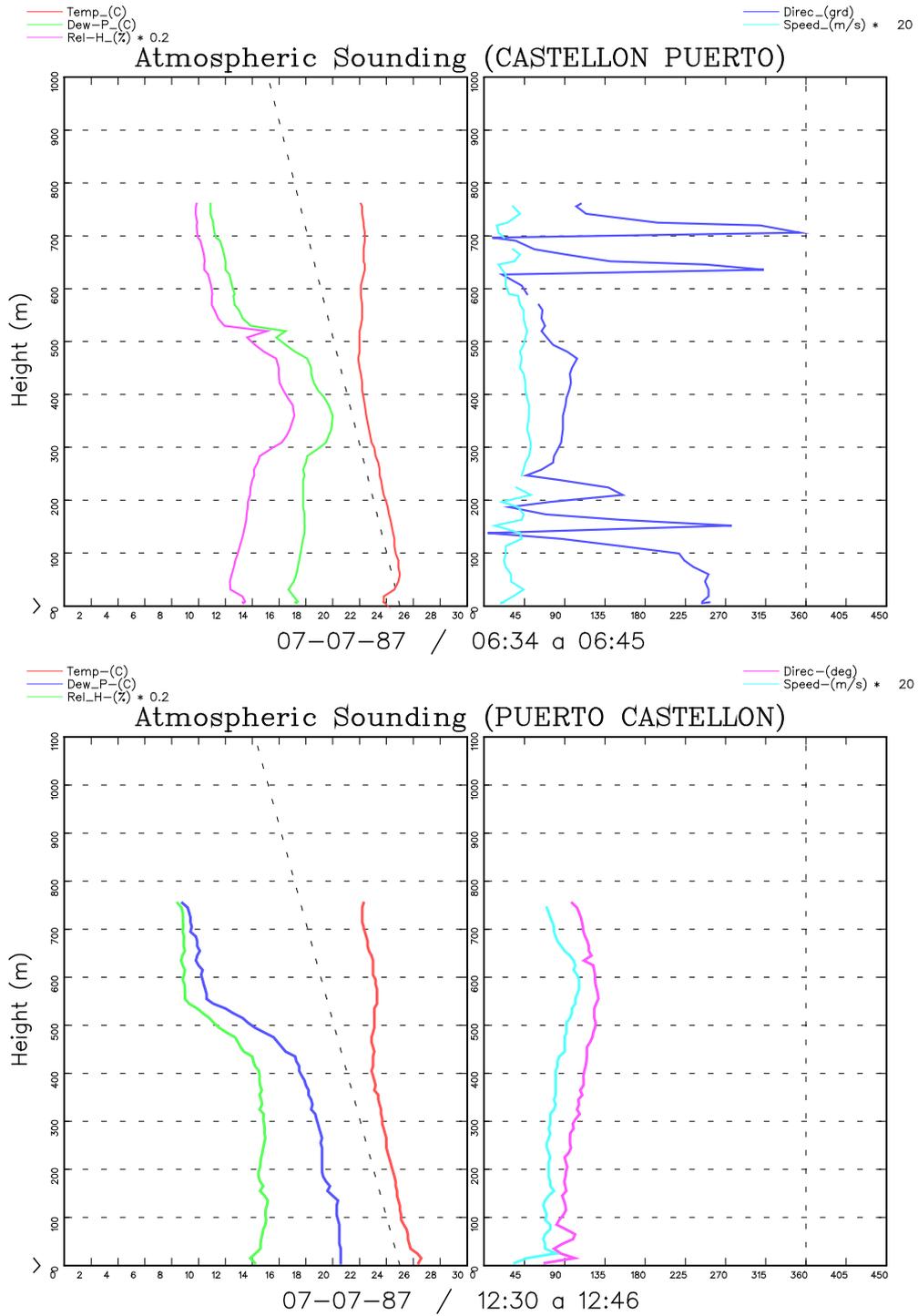


Figura 77b. Continuación.

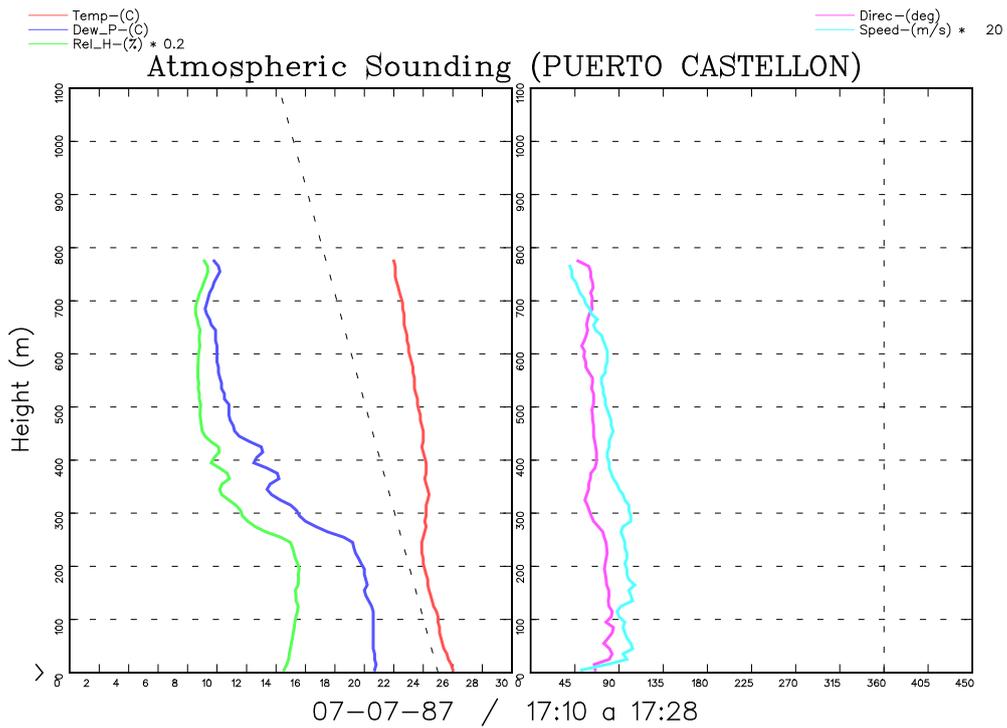
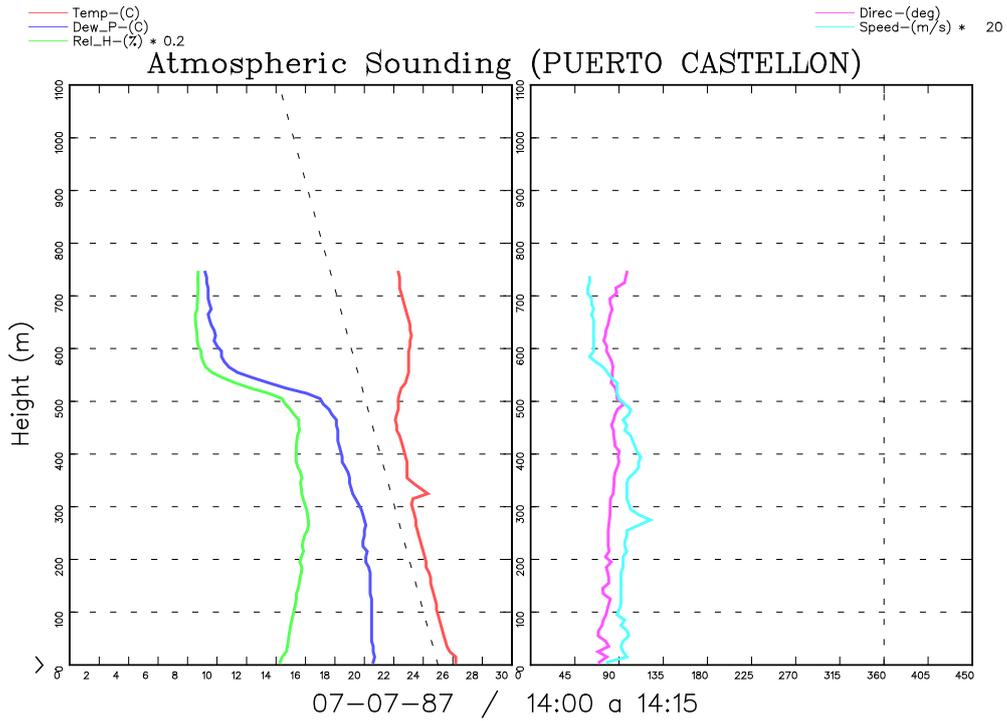


Figura 77c. Continuación.

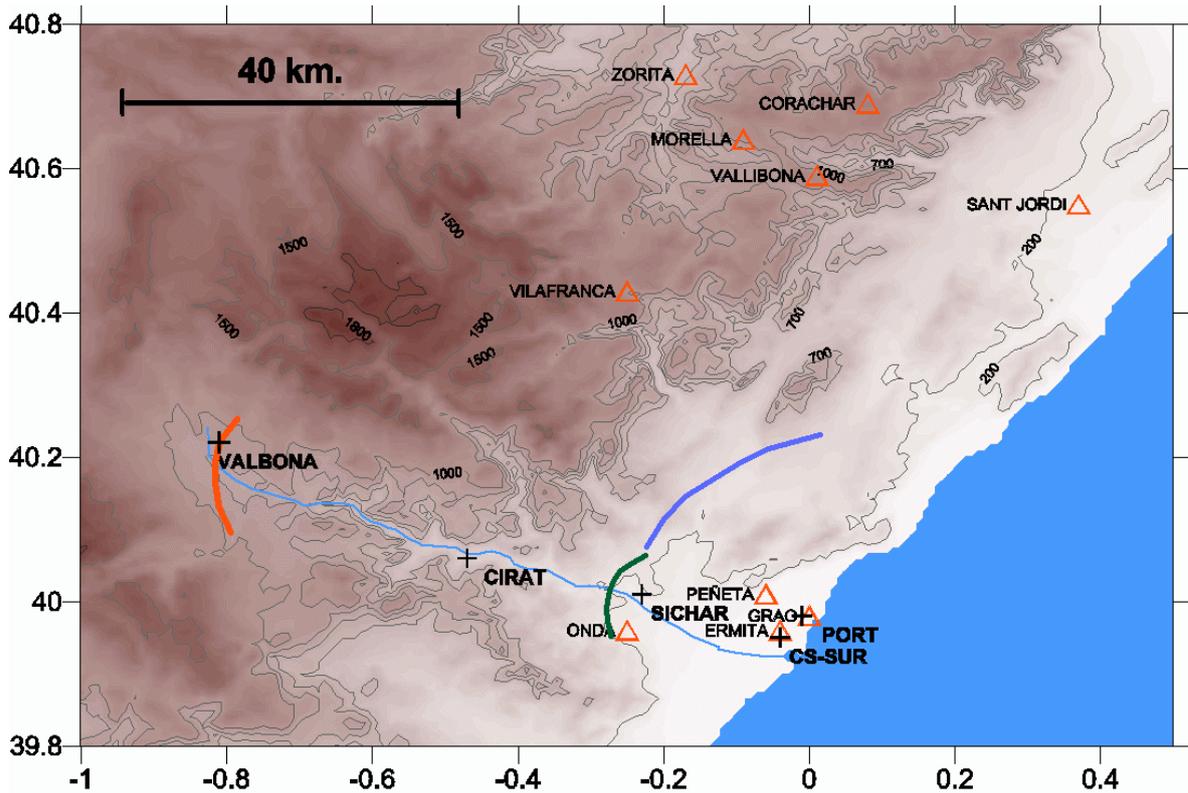


Figura 78. Área de despliegue instrumental durante el proyecto MECAPIP en Castellón y Teruel (ver también la Figura 36). Se muestran los puntos de sondeo utilizados en este proyecto y en otros proyectos. El emplazamiento "Puerto", estaba situado en la casa de bombeo de la C.T. de Castellón, al final del espigón del puerto, a unos 100 m de la línea de costa (Figura 26d). Este emplazamiento se ha utilizado para sondear en casi todos los otros proyectos financiados por la Comisión Europea en la Cuenca Mediterránea (ver Agradecimientos). El emplazamiento "Sichar" estaba situado en la vecindad del pantano del mismo nombre, a unos 17 km. de la línea de costa. Y el emplazamiento "Valbona" (Teruel), a unos 78 km. de la línea de costa, estaba situado en la carretera de entrada desde Valencia a dicho pueblo (Figura 26c). El emplazamiento de Sichar fue utilizado para hacer sondeos sólo en los proyectos MECAPIP, RECAPMA y SECAP. El de Valbona fue utilizado para dichos proyectos y, también, para los BEMA I y BEMA II. Adicionalmente, en Valbona se dispone de una estación meteorológica y con mediciones de ozono que ha operado de forma continua desde 1990 hasta el presente.

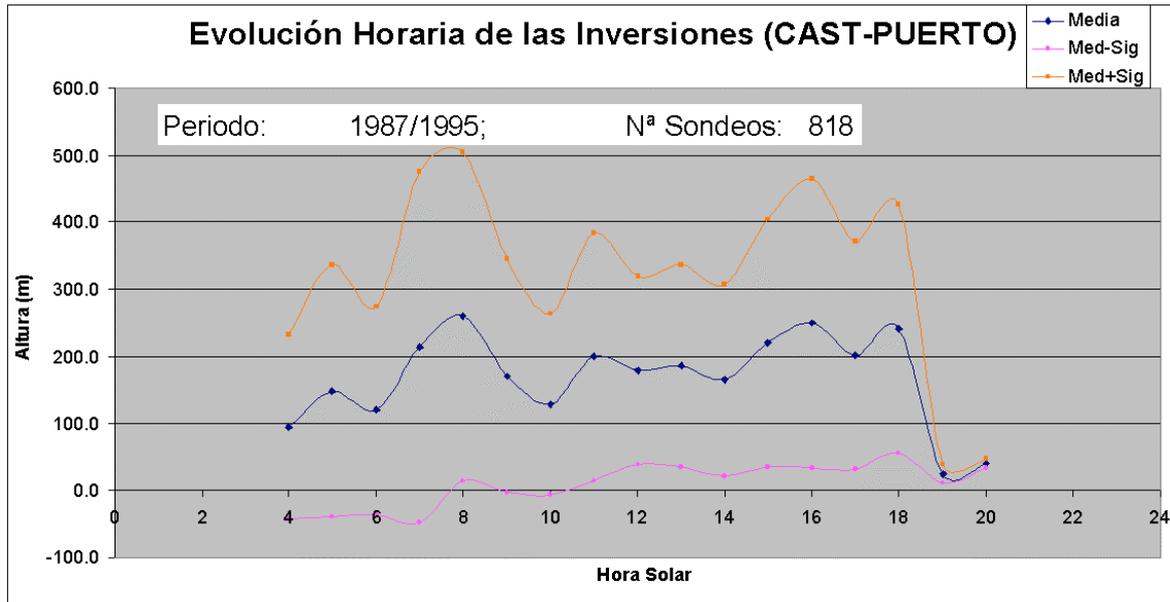


Figura 79. Evolución horaria de la capa límite (capa de mezcla) en el Puerto de Castellón. Se han utilizado 818 sondeos obtenidos a las horas indicadas. La mayoría de los proyectos tuvieron lugar en las dos últimas semanas del mes de julio, aunque en años diferentes. La capa límite se ha estimado como la altura de la primera inversión térmica observada en cada sondeo. En los gráficos de esta figura y de la siguiente se han incluido la altura promedio de la capa de mezcla sobre cada emplazamiento y las líneas correspondiente a  $\pm$  una desviación estándar en cada serie de datos. Ya en 1986 se había observado que la capa de mezcla crecía rápidamente durante la mañana y decrecía durante la tarde (Ref. 77). Una situación similar con pronunciadas oscilaciones en la profundidad de la capa límite había sido documentada en la vecindad de la CT de Nanticoke en la orilla norte del Lago Erie en 1978 (Ref. 37).

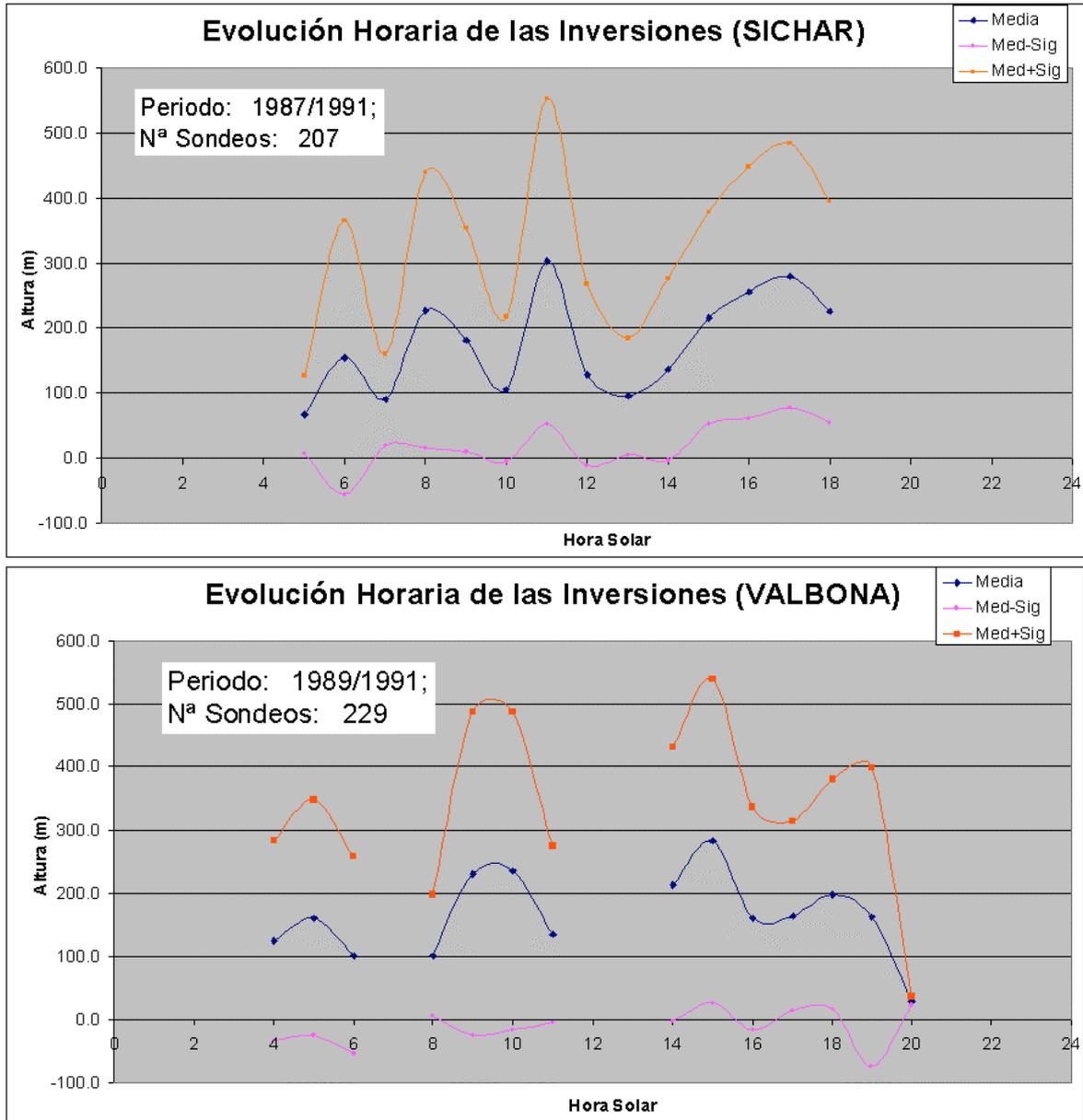


Figura 80. Evolución horaria de la capa límite (capa de mezcla) en Sicchar y Valbona (Teruel). En Valbona no se sondeó continuamente, cada media hora, como en los otros emplazamientos, y esto se refleja en los huecos observados para ciertas horas del día.



Figura 81. Ondas en los flujos de retorno de las circulaciones costeras fotografiadas justo antes de la puesta del sol desde Valbona (Teruel) mirando hacia Castellón a unos 80 km. de la costa. En este día los flujos de retorno pudieron ser visualizados gracias a la formación de nubes de poca profundidad en los frentes de la brisa y su propagación siguiendo los flujos de retorno hacia el mar en altura. Las oscilaciones observadas tienen continuidad hasta la capa límite superficial y son todas parte de un mismo proceso pulsatorio.

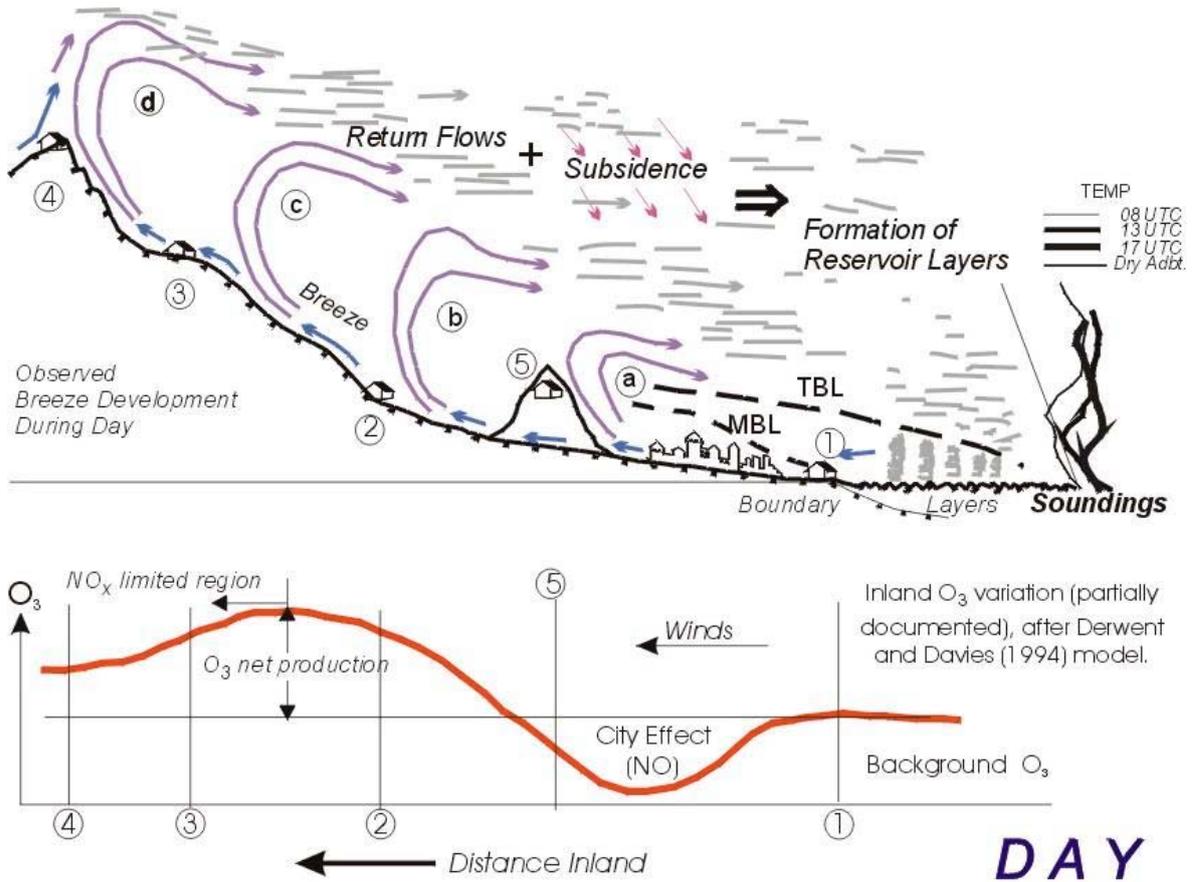


Figura 82. Modelo conceptual de las circulaciones en la costa mediterránea los días de verano. Durante el **DÍA** la brisa de mar penetra a "saltos" incorporando de forma sucesiva las celdas de los vientos de ladera (Figuras 39 a 41) y se genera una "brisa combinada". En su frente se producen inyecciones orográfico/convectivas que ganan en profundidad según crece la penetración de la brisa y la altura de las laderas sobre las que se apoyan dichas inyecciones (chimeneas orográficas). Las masas de aire inyectadas en los flujos de retorno en altura se estabilizan bajo la influencia de la subsidencia compensatoria y retornan hacia el mar formando estratos a diferentes alturas. El día siguiente la brisa de mar entra la masa de aire más cercana a la superficie del mar y se producen recirculaciones verticales con un ciclo de dos a tres días. En la línea de costa los niveles de ozono observados son el resultado de la producción de días anteriores, y las concentraciones se modifican según la brisa penetra hacia el interior, como se indica en la parte inferior de la figura y se explica en el texto. La variación de la concentración de ozono con distancia a la costa sigue el modelo de Derwent y Davies (Ref. 97). Los números en la abcisa del gráfico inferior se corresponden con los emplazamientos Tipo para los que se describen los ciclos diurnos de ozono en el texto y en las figuras siguientes.

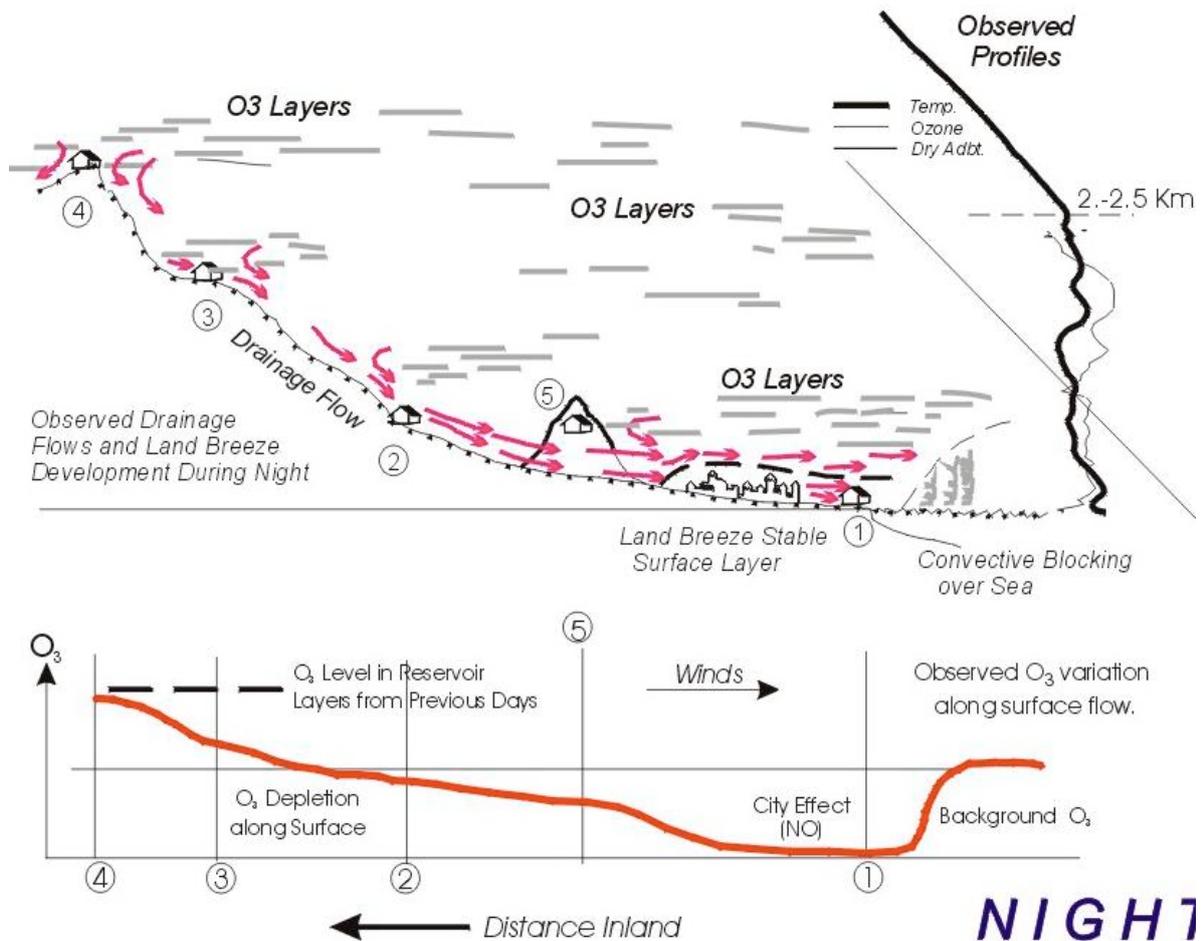


Figura 83. Modelo conceptual de las circulaciones en la costa mediterránea los días de verano. Durante la tarde los flujos de las brisas cesan, el suelo se enfría, y se inician los flujos de drenaje nocturnos (terrales). La masa de aire cercana al suelo va perdiendo ozono por interacciones con la superficie (ver texto). Por otra parte, si el flujo de derrame llega a la costa a una temperatura inferior a la del agua del mar se produce un bloqueo convectivo, con mezcla intensa sobre la superficie del mar (figura siguiente). La zona de mezcla puede alcanzar unos cientos de metros de altura y extenderse hasta unos km. mar adentro. La masa de aire que entra con la brisa del día siguiente, por tanto, puede estar pre-mezclada antes de entrar por la costa. Los números en la abscisa del gráfico inferior se corresponden con los emplazamientos Tipo para los que se describen los ciclos diurnos de ozono en el texto y en las figuras siguientes. Normalmente los niveles más bajos de ozono se observan en emplazamientos Tipo #1 a finales de la noche (ver Figura 85).

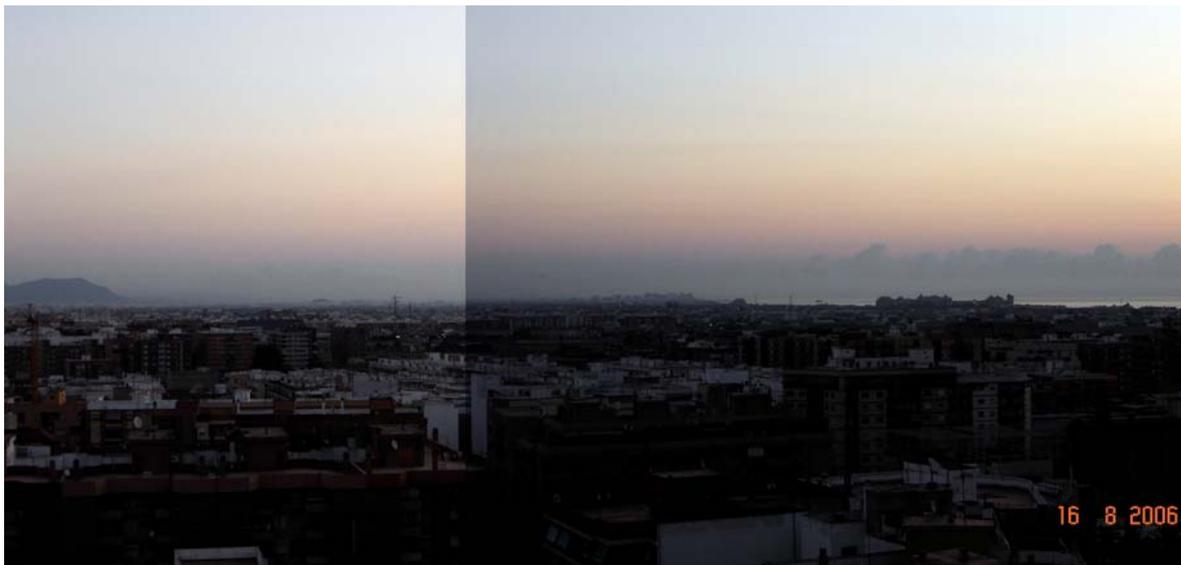


Figura 84. El flujo de derrame del valle del río Palancia visto desde Valencia mirando hacia el Norte a primeras horas de la mañana del día 16 de agosto del 2006. A la izquierda sobre el montículo está el Castillo de Sagunto (altitud media de  $\approx 140$  m), y a la derecha se ve el mar. Si el flujo de derrame (terral nocturno) llega a la costa a una temperatura inferior a la del agua del mar se genera actividad convectiva que produce una mezcla intensa sobre la superficie del mar, y un bloqueo por fricción convectiva del flujo de derrame. En este caso se puede observar el desarrollo de dicha actividad convectiva cuando el flujo de derrame a unos  $18^{\circ}$ - $20^{\circ}$  C llega al mar con una temperatura superior a los  $26^{\circ}$ C en esta época del año. En algunos casos (Castellón, a finales de verano) el desarrollo convectivo (y la mezcla) sobre el mar puede alcanzar varios cientos de metros de profundidad, y en este caso, comparando la altura de los cúmulos con la del monte a la izquierda ( $\approx 140$  m), se pueden estimar profundidades del orden de 200 a 300 m. La masa de aire que entra con la brisa del día siguiente, por tanto, puede pre-mezclarse sobre el mar durante la noche y la madrugada anterior antes de re-entrar con la brisa de mar. A qué distancia llegan los flujos de derrame nocturnos sobre el Mediterráneo depende, por tanto, de su contraste de temperatura con la del agua del mar. Durante el proyecto MECAPIP (20 de Julio de 1989) el avión instrumentado pudo detectar los flujos de los valles Palancia-Mijares y Ebro sobre el mar a la distancia de los vuelos del trayecto A-B-C ( $\approx 40$ - $50$  km. de la costa) hechos antes de la salida del sol (ver Sección 9.c1), como muestra la Figura 28 y se presenta en la Ref. 77.

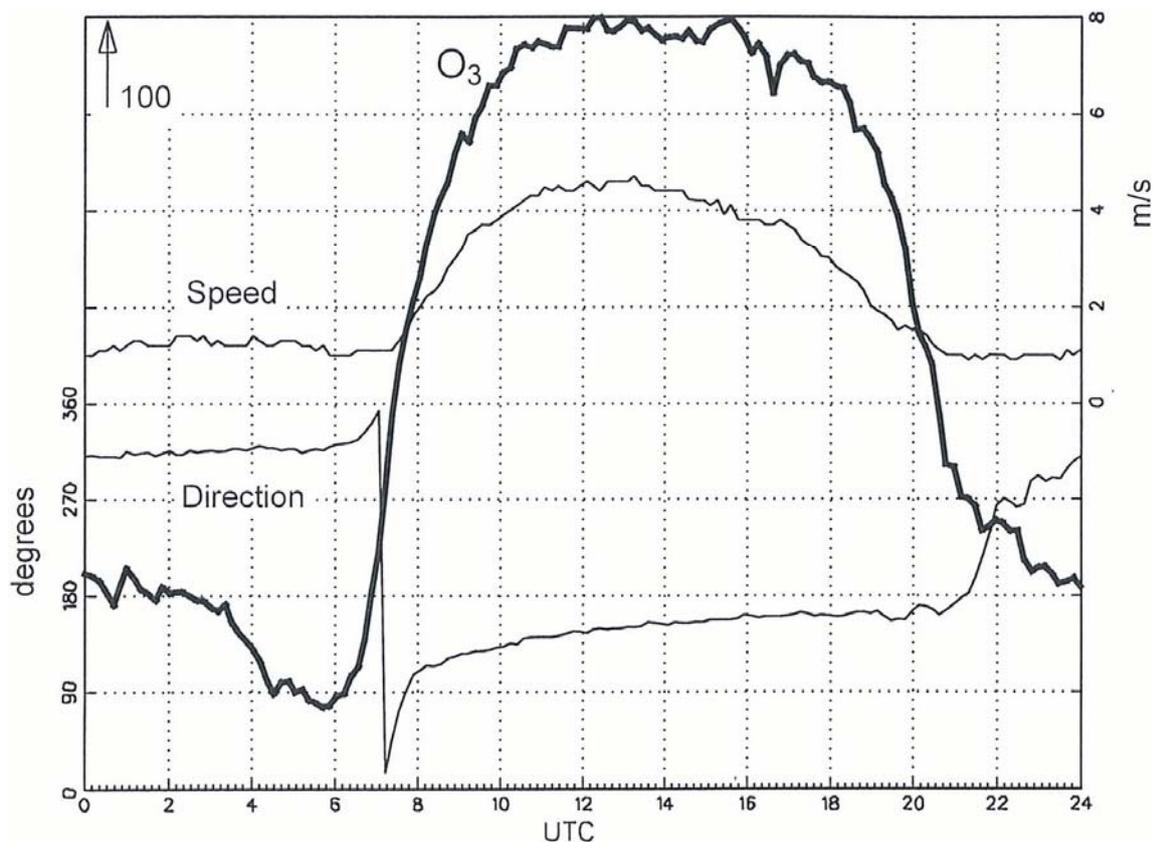


Figura 85. Ciclo normalizado de ozono y promedio de los datos meteorológicos en el emplazamiento costero de Burriana (Tipo #1) en julio. Los datos son de cinco campañas de medidas intensivas (5 a 10 días) en los años 1989-1991 y 1994-95. En este tipo de estación los valores descienden durante la noche, cuando la estación queda a sotavento de las emisiones costeras, y alcanzan su valor mínimo aproximadamente a la salida del sol (a las 0600 UTC) con viento de componente noroeste. En toda la cuenca mediterránea los valores mínimos de ozono se observan en la madrugada en este tipo de estación, i.e., emplazamiento costero a sotavento de una gran ciudad, cuando los vientos son terrales. Durante la mañana el cambio en la dirección e intensidad del viento marca el inicio de la brisa en el momento que se produce una subida rápida de los niveles de ozono. Después de la subida inicial, el  $O_3$  permanece casi constante en la costa durante el período de la brisa y puede considerarse como el nivel de fondo regional resultante de las recirculaciones verticales de los días anteriores, asimismo, pre-mezclado sobre el mar antes de llegar a la costa, como ilustra la Figura 84 y se discute en el texto. La mezcla convectiva nocturna que puede producirse sobre el mar cerca de la costa puede alcanzar varios cientos de metros de profundidad. Y, la que tiene lugar dentro de la capa límite interna de la brisa (TBL, Figura 82) durante el día alcanza alturas similares. Ambos mecanismos de mezcla (convectiva en un caso y mecánico-convectiva en el otro) pueden uniformizar las concentraciones de ozono presentes en los estratos de reserva situados sobre el mar.

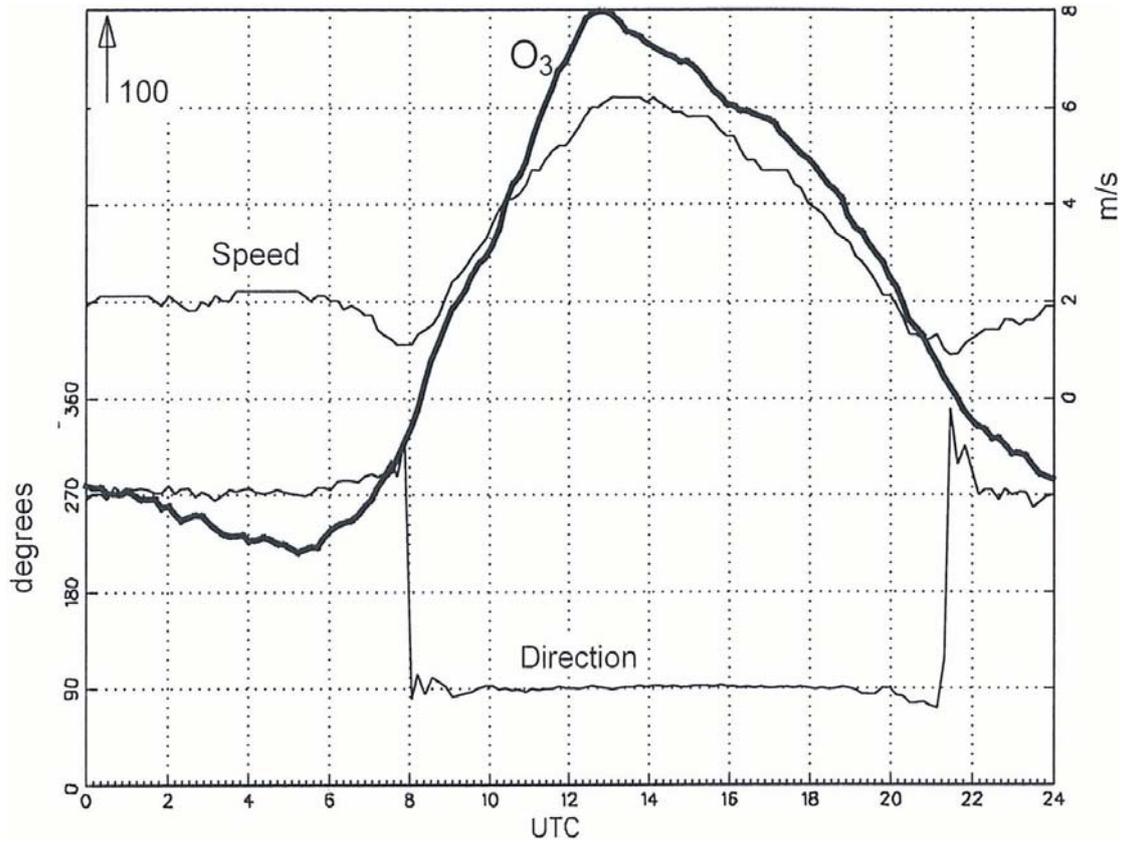


Figura 86. Ciclo de  $O_3$  normalizado y promedios de la velocidad y dirección del viento para julio de los años 1989-91 y 1994-97 en una estación situada en Cirat a unos 38 km. de la línea de costa, en el valle del Mijares por donde entre la brisa de mar hacia Teruel. Durante la noche, con flujo del Oeste en esta estación, este emplazamiento mide el ozono presente en los flujos de drenaje y se mantiene más alto en el emplazamiento Tipo #1 (Figura 83). Durante el día, esta estación está situada a una distancia entre los Tipo #2, y Tipo #3 (Figura 82), aproximadamente donde el ozono alcanza su máxima producción a partir de los niveles de fondo costeros y de los precursores emitidos en la zona urbana-industrial costera. El nivel máximo se detecta casi cinco horas después de que se establezca la brisa en la costa. En este emplazamiento se detecta una inflexión, a las 0900 que separa la primera subida de ozono, procedente de la fumigación de los estratos de reserva, de la subida atribuible a la llegada de los nuevos contaminantes fotoquímicos que trae la brisa.

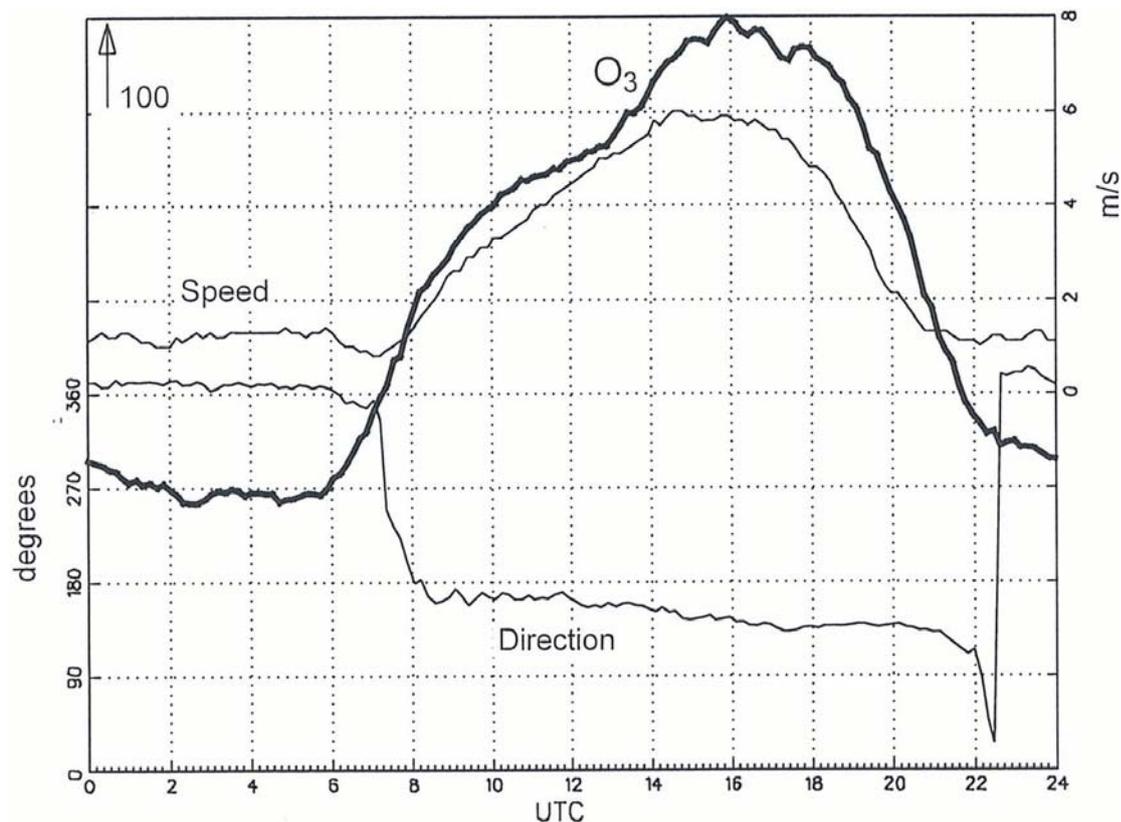


Figura 87. Ciclo de O<sub>3</sub> normalizado y promedios de la velocidad y dirección del viento para julio de los años 1989-91 y 1994-95 en una estación Tipo #3, situada en Valbona (Teruel) a unos 78 km. de la línea de costa, en el valle del Mijares por donde entre la brisa de mar hasta Teruel. Durante la noche, con flujo del Norte en esta estación, este emplazamiento mide el ozono presente en los flujos de drenaje y se mantiene más alto que en los emplazamientos anteriores (Figura 83). Durante el día, está situado aproximadamente a la distancia en la que el ozono ya está disminuyendo por falta de emisiones de NO<sub>x</sub> (Figura 82). Los niveles de ozono experimentan una subida matinal por fumigación desde los estratos de reserva con vientos de dirección sur-sudeste. El nivel máximo se detecta ya a media tarde casi nueve horas después de que se establezca la brisa en la costa. En este emplazamiento se detecta claramente el "hombro" o inflexión, a las 1300 UTC que separa la subida de ozono matinal de la subida atribuible al que llega con la brisa. La llegada de ésta también se detecta con una subida en la velocidad del viento (hasta unos 6 m/s como promedio) y una estabilización de su dirección a sudeste.

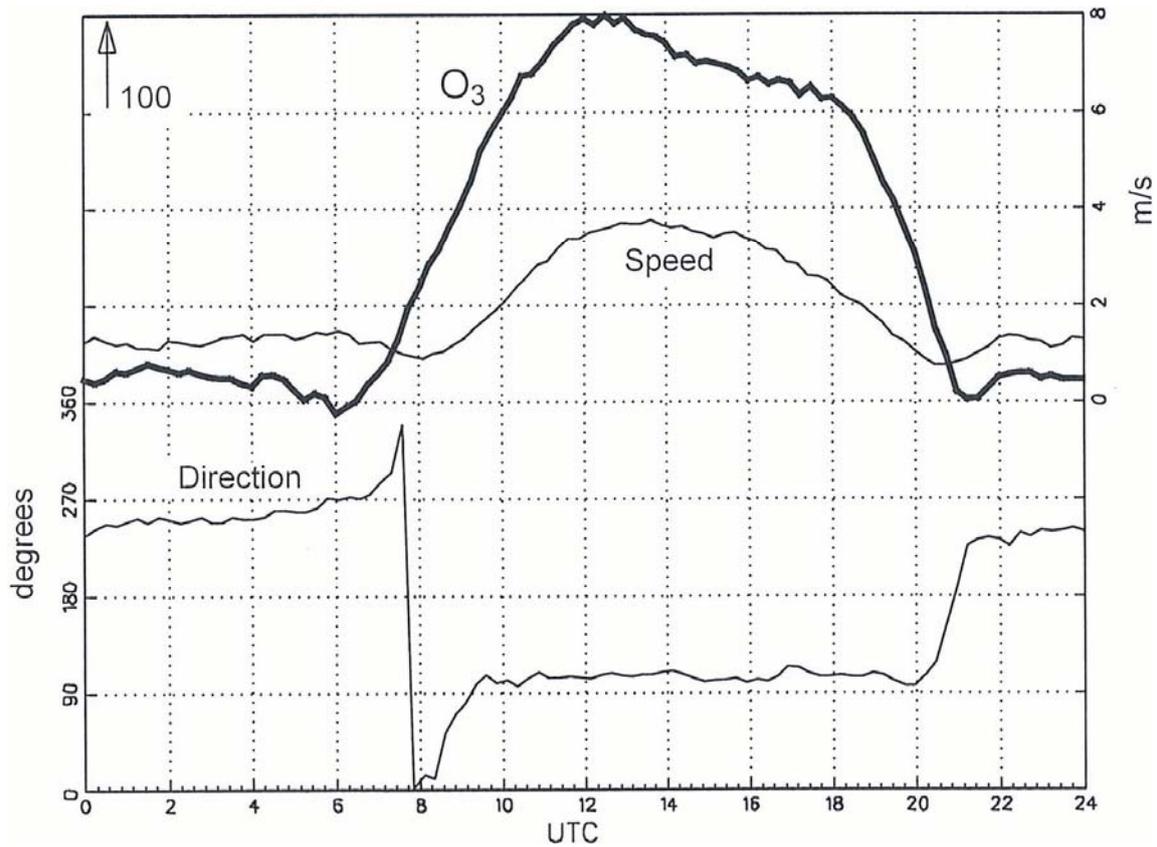


Figura 88. Ciclo de  $O_3$  normalizado y promedios de la velocidad y dirección del viento para julio (1996 y 1997) en la estación de Onda de la Red Valenciana de Vigilancia y Control de la Contaminación Atmosférica. La estación está ubicada a 20 km. de la costa cerca de una zona industrial en la desembocadura del valle del río Mijares, lleva en operación desde 1996, y corresponde a un emplazamiento de Tipo #2 (Figuras 82, 83). Durante la noche, la estación mide el ozono presente en los flujos de drenaje antes de atravesar las planicies costeras (figura 83) y los valores de  $O_3$  no desciende tanto como en el emplazamiento costero. Durante el día, queda situada a la distancia donde el ozono inicia su regeneración después de que la brisa haya pasado sobre la zona urbana-industrial costera recogiendo nuevas emisiones de precursores (Figura 82). El máximo diurno no puede separar las contribuciones de la fumigación matinal de la producción fotoquímica, y se detecta unas cuatro horas después de que se inicie la brisa en la costa.

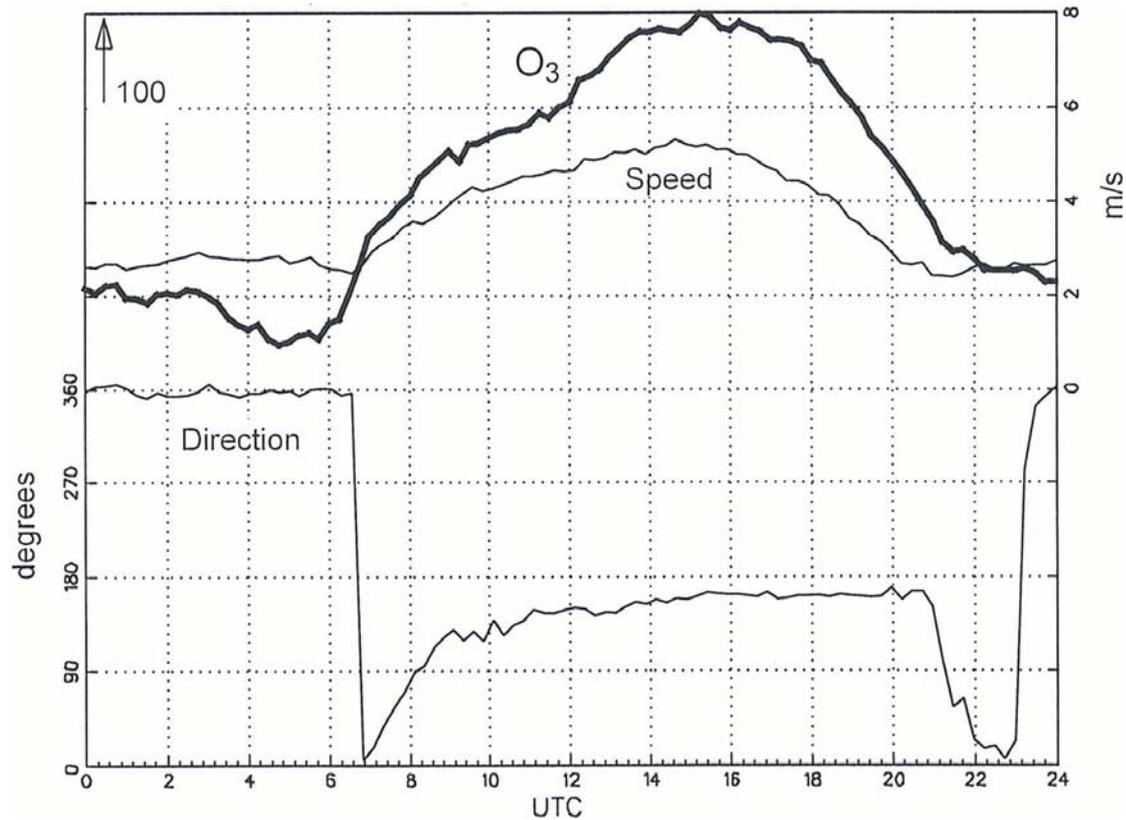


Figura 89. Ciclo de O<sub>3</sub> normalizado y promedios de la velocidad y dirección del viento para julio desde 1995 para otra estación Tipo #3(+), situada en Vilafranca (Castellón) a unos 48 km. de la línea de costa. Durante la noche, con flujo del Norte en esta estación, este emplazamiento mide el ozono presente, en parte en los estratos de reserva y en los flujos de drenaje y se mantiene relativamente alto (Figura 83). Durante el día, está situado aproximadamente a la distancia en la que el ozono ya está disminuyendo por falta de emisiones de NO<sub>x</sub> (Figura 82). Los niveles de ozono experimentan una subida matinal por fumigación desde los estratos de reserva mientras los vientos rolan de dirección Norte a Sur-sudeste. El nivel máximo se detecta ya a media tarde entre ocho y nueve horas después de que se establezca la brisa en la costa. En este emplazamiento también se detecta claramente el "hombro" o inflexión, hacia las 1200 UTC, que separa la subida de ozono matinal del que llega con la brisa. La llegada de ésta también se detecta con una subida en la velocidad del viento (hasta unos 5 m/s como promedio) y una estabilización de su dirección a Sur-sudeste.

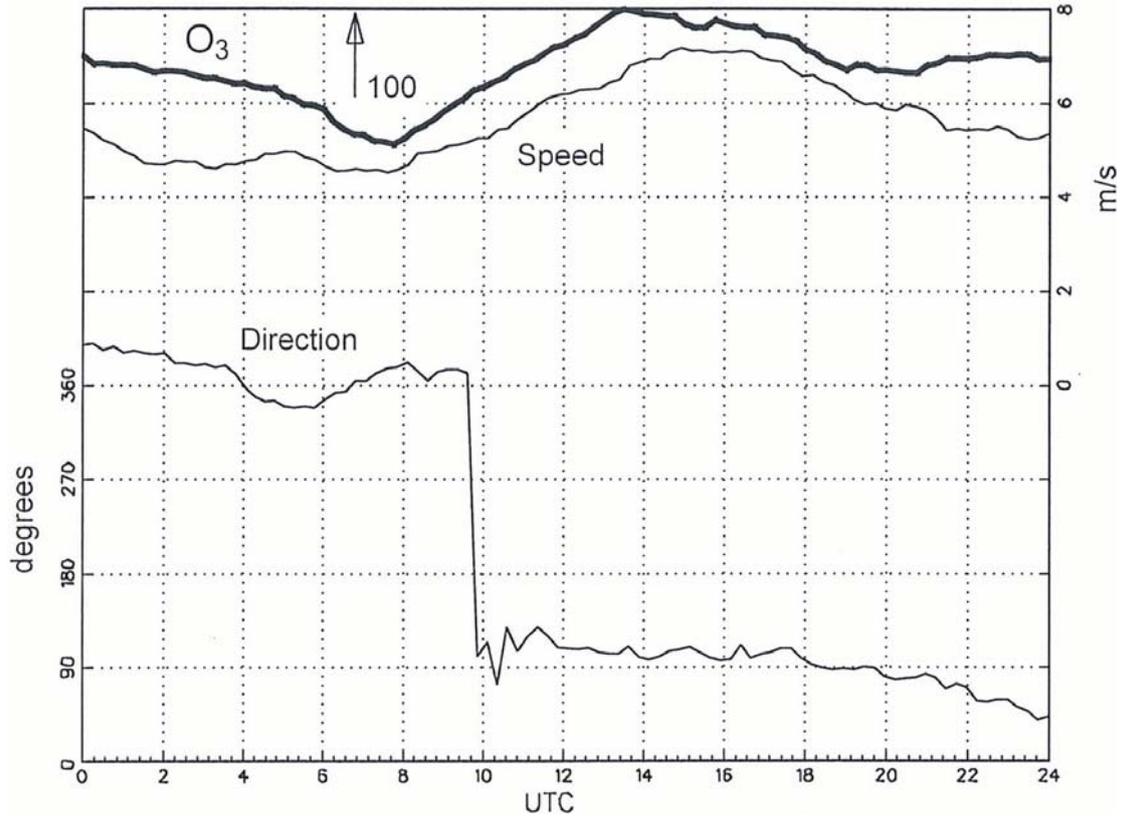


Figura 90. Ciclo de O<sub>3</sub> normalizado y promedios de la velocidad y dirección del viento (julio de 1995) para un emplazamiento de Tipo #4. La estación está situada en Corchar (Castellón) a unos 40 km. de la línea de costa y 1250 m de altitud. Durante la tarde y noche el flujo va girando de Nor noroeste (a las 2400 UTC) a Norte a las 0900. Los niveles de ozono descienden suavemente durante la noche y pasan por un mínimo aproximadamente a las 0730 UTC. A partir de ese momento crecen y el máximo se alcanza a las 1300 UTC. La dirección del viento cambia a la 0930 cuando se inician los vientos de ladera, y pasa de tener componente Norte a tener componente Este. El máximo de ozono que se produce casi cuatro horas más tarde (1300 UTC), y está asociado a la llegada de la brisa combinada con un aumento de velocidad del viento.

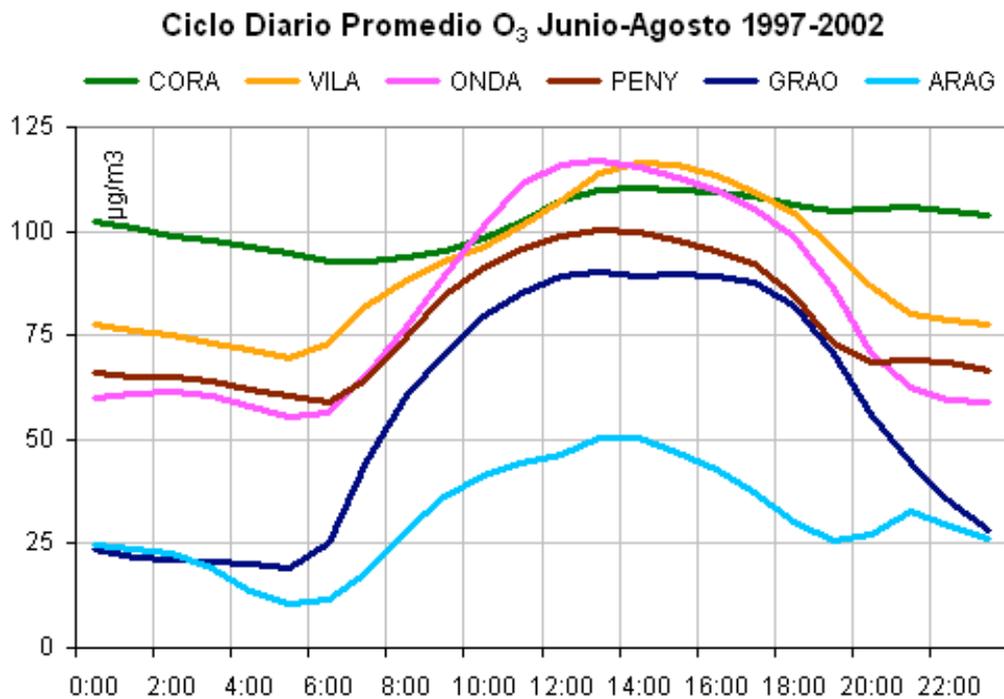


Figura 91. Ciclo diario promedio para los meses junio-agosto de las estaciones indicadas (todas de la RVVCCA) para los años 1997-2002. Estos gráficos de evolución diaria confirman los patrones deducidos de los proyectos europeos y sugiere que las estaciones de la RVVCCA capturan adecuadamente todos los posibles comportamientos en esta región. El aspecto fundamental a considerar es que una estación urbana como Aragón, que podría considerarse "clásica en el sentido de Los Angeles", no representa, en absoluto, lo observado en las zonas rurales.

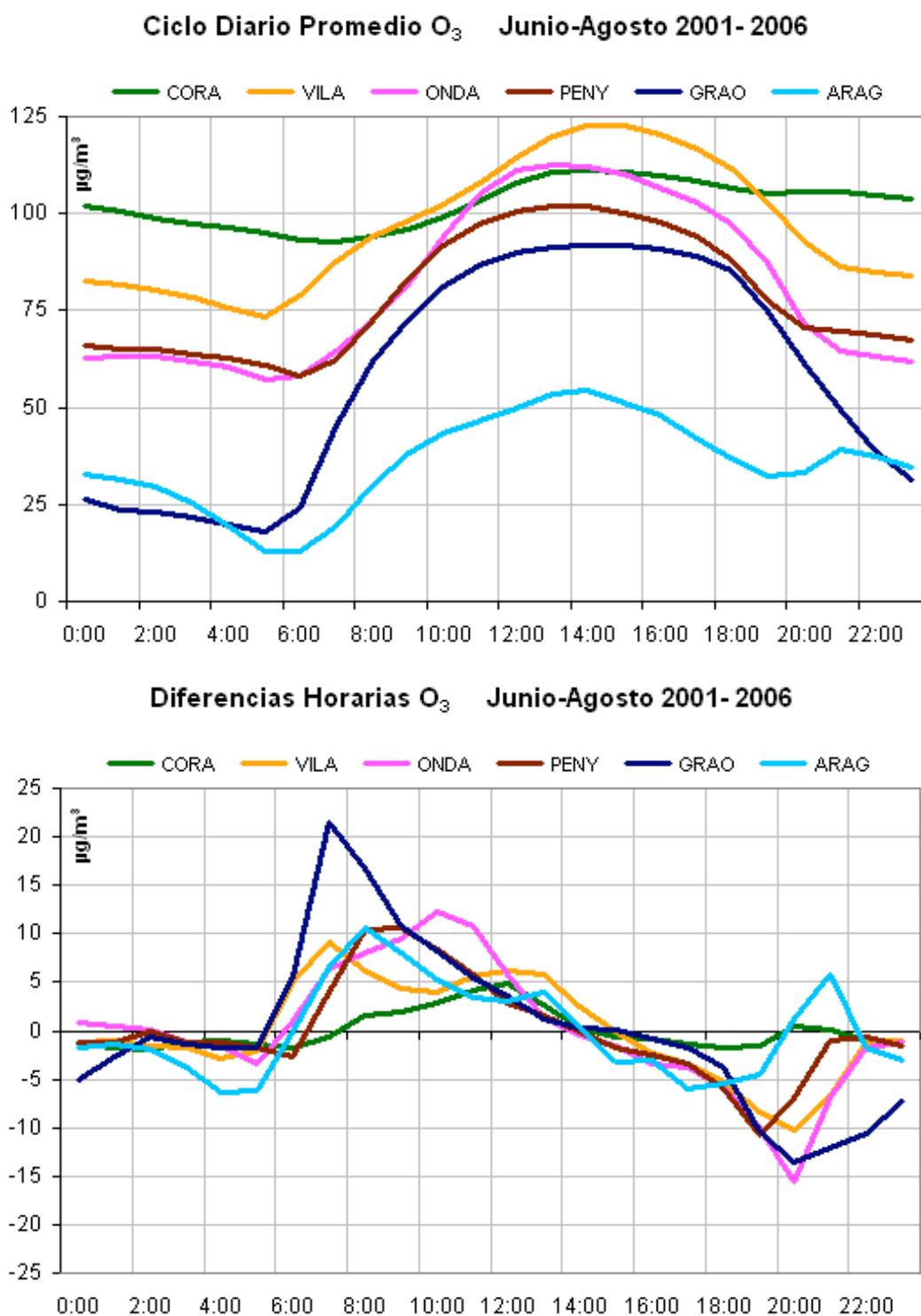


Figura 92. Ciclo diario promedio de los meses junio-agosto de las mismas estaciones para los años 2001-2006, y gráficos de las diferencias horarias (primera derivada). Para la discusión ver texto.

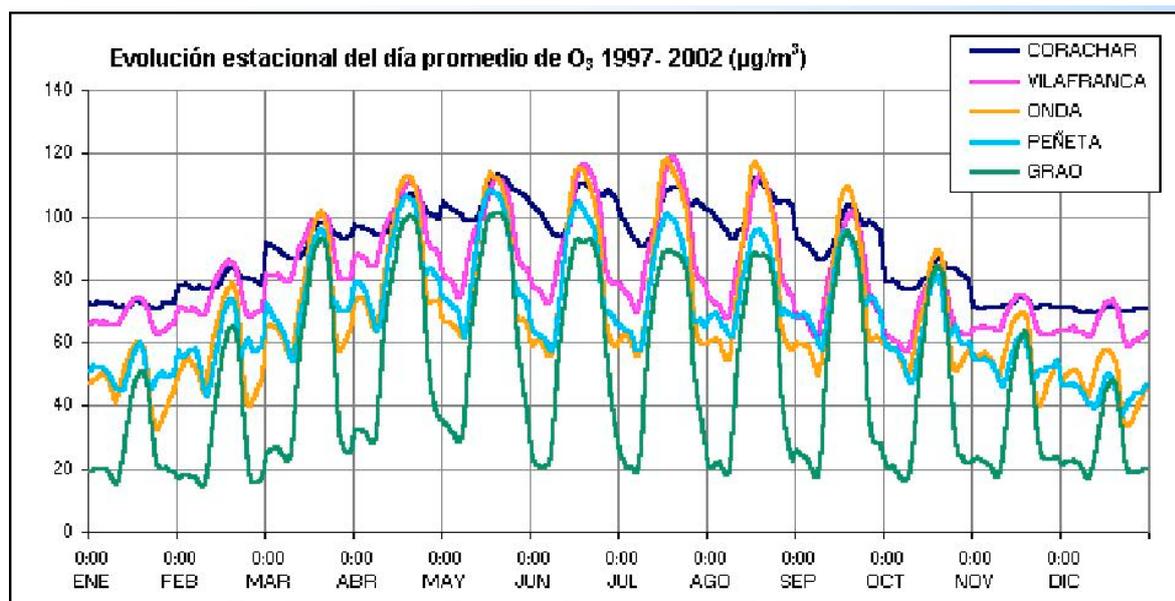


Figura 93. Evolución anual de los ciclos diurnos (promediados mensualmente) en las estaciones indicadas durante los años 1997-2002. Los ciclos diurnos en las estaciones en línea de costa (Grao) a sotavento de una ciudad costera muestran su mínimo absoluto a primeras horas de la mañana como muestra la Figura 81, cuando aumenta el tráfico y el viento aún sopla desde tierra. Los extremos (máximos y mínimos) en este tipo de estación pasan por un máximo en mayo (primavera), y otro máximo se observa en septiembre (distribución en M). Los máximos absolutos se observan durante julio en las estaciones situadas cerca de la zona de máxima producción de  $\text{O}_3$ , (Tipos #2 y/o Tipo #3), en este caso Onda y Vilafranca situadas a media distancia entre la costa y las montañas. La diferencia entre el máximo de la estación costera y el de dichas estaciones representa la producción fotoquímica adicional, causada por las emisiones (locales) en la costa, sobre los niveles de fondo regional que entran con la brisa de mar (resultantes de las recirculaciones verticales de los días previos). Los niveles promedio son  $90 \mu\text{g}/\text{m}^3$  de fondo y  $30 \mu\text{g}/\text{m}^3$  de producción adicional (una relación de casi 3 a 1). Esta situación presenta problemas a la hora de elaborar planes de actuación (sobre las emisiones locales) cuando se dan condiciones de información al público, o de alerta a la población.

## **AGRADECIMIENTOS:**

Los primeros datos experimentales sobre el comportamiento "anómalo" de la contaminación atmosférica en el sur de Europa fueron obtenidos en tres de las Campañas Europeas de Medida de Contaminantes con Sensores Remotos. Esto es, las que tuvieron lugar en **LACQ** (en el entorno de una planta de gas natural en los Pirineos Franceses en 1975), **TURBIGO** (central térmica cerca de Milan, Italia, en 1979) y **FOS-BERRE** (complejo industrial cerca de Marsella, Francia, 1983). Datos experimentales adicionales se han obtenido en los siguientes proyectos europeos: **MECAPIP** (MEso-meteorological Cycles of Air Pollution in the Iberian Peninsula, 1988-1991), **RECAPMA** (Regional Cycles of Air Pollution in the Western Mediterranean Area, 1990-1992), **SECAP** (South European Cycles of Air Pollution, 1992-1995), **T-TRAPEM** (Transport and Transformation of Air Pollutants on East Mediterranean, 1992-1995), **MEDCAPHOT-TRACE** (The Mediterranean Campaign of Photochemical Tracers-Transport and Chemical Evolution, 1993-1995), **VOTALP I** (Vertical Ozone Transport in the Alps, 1995-1998), **VOTALP II** (Vertical Ozone Transport in the Alps, Phase II, 1995-1998), **BEMA I** (Biogenic Emissions in the Mediterranean Area, Phase I/ 1993-1995), and **BEMA II** (Phase II/ 1998-2000), **MEDEFLU** (Carbon and Water Fluxes of MEDiterranean Forest and Impacts of Land Use/Cover Changes, 1998-2000), **RECAB** (Regional Assessment and Modelling of the Carbon Balance within Europe, 2000-2003), **ADIOS** (Atmospheric Deposition and Impact of pollutants, key elements and nutrients on the Open Mediterranean Sea, 2000-2003), **CARBOMONT** (Effects of Land Use Changes on Sources, Sinks and Fluxes of CARBON in European MQuNTain Areas, 2001-2004), and **FUMAPEX** (Integrated Systems for Forecasting Urban Meteorology, Air Pollution and Population Exposure, 2001-2005).

Este documento ha sido financiado por el Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino dentro del contrato “ESTUDIO Y EVALUACIÓN DE LA CONTAMINACIÓN ATMOSFÉRICA POR OZONO TROPOSFÉRICO EN ESPAÑA” (ES272004)



## REFERENCIAS:

1. MIT, 1970: *Man's Impact on the Global Environment*, Report of the Study of Critical Environmental Problems (SCEP), Massachusetts Institute of Technology, MIT Press, Cambridge, Massachusetts, U.S.A. 319 pp.
2. Barringer Research Ltd., 1969: Optical measurements of Sulfur Dioxide and Nitrogen Dioxide Air Pollution Using Barringer Correlation Spectrometers. United States Department of Health Education and Welfare (US DHEW) Contractors Report PB 193-485. NTIS, Springfield, Virginia, USA.
3. Barringer, A.R., 1964: Developments towards the remote sensing of vapours as an airborne and space exploration tool, Proc. 3rd Symp. in Remote Sensing. University of Michigan, Ann Arbor, pp. 279-292.
4. Barringer, A.R. & J.P. Schock, 1966: Progress in the Remote Sensing of Vapours for Air Pollution, Geologic and Oceanographic Applications. Proc. 5th Symp. in Remote Sensing. University of Michigan, Ann Arbor, pp. 779-792.
5. Bottema M., W. Plummer and J. Strong, 1964: Water vapour in the atmosphere at Venus, *Astrophysical J.*, **139**, 1021-1022.
6. MacDowall, J., 1960: Distribution of Atmospheric Ozone; A Preliminary Analysis of Some International Geophysical Year Observations. *Nature* **187**, 382-383.
7. MacDowall, J., 1961: in “*The Royal Society I.G.Y. Antarctic Expedition, Halley Bay, Coats Land, Falkland Island Dependencies, 1955-1959*”, **3**.
8. Millán, M.M., S.J. Townsend, & J.H. Davies, 1970: Study of the Barringer Refractor Plate Correlation Spectrometer as a Remote Sensing Instrument. University of Toronto Institute for Aerospace Studies, UTIAS Report 146, University of Toronto, Ontario, Canada, 91 pp.
9. Moffat A.J., & M.M. Millán, 1971: The application of optical correlation techniques to the remote sensing of SO<sub>2</sub> plumes using skylight. *Atmos. Environ.* **5**, 677-690.
10. Ward, T.V., & H.H. Zwick, 1975: Gas cell correlation spectrometer – GASPEC, *Appl. Optics.* **16**, 2896-2904.
11. Wiens, R.H. & H.H. Zwick, 1977: Trace Gas Detection by Correlation Spectroscopy, Chapter 3, in *Infrared, Correlation, and Fourier Transform Spectroscopy*. Edited by Mattson, J.S., H.B. Mark, Jr., and H.C. MacDonald, Jr., Marcel Dekker, Inc., New York, 233 pp.
12. Reichle, Jr. H.G., S.M. Beck, R.E. Haynes, W.D. Hesketh, J.A. Holland, W.D. Hypes, H.D. Orr III, R.T. Sherrill, H.A. Walio, J.C. Casas, M.S. Saylor, & B.B. Gormsen, 1982: Carbon Monoxide Measurements in the Troposphere. *Science*, **218**, 1024-1026.
13. Zwick H. & M.M. Millán, 1971: The use of ground modulation to discriminate between ground and atmospheric scattered radiation. *Can. Aero. and Space Journal* **10**, 413-414.
14. Millán, M.M., 1980: Remote sensing of air pollutants. A study of some atmospheric scattering effects. *Atmos. Environ.* **14**, 1241-1253.

15. Millán, M.M., A.J. Gallant, Y.-S. Chung, & F. Fanaki, 1985: COSPEC observation of Mt. St. Helens volcanic SO<sub>2</sub> eruption cloud of 18 May 1980 over southern Ontario. *Atmos. Environ.* **19**, 255-263.
16. Millán, M.M. & R.M. Hoff, 1978: Remote sensing of pollutants by correlation spectroscopy: Instrumental response characteristics. *Atmos. Environ.* **12**, 853-864.
17. Millán, M.M., 1984: *Absorption Correlation Spectrometry*. Chap. III in ***Optical Remote Sensing of Air Pollution*** (Camagni P. and Sandroni S. Eds.), Published for the Commission of the European Communities by Elsevier Science Publishers, Amsterdam, Holland. 422 pp.
18. Millán, M.M., 1984: *Effects of Atmospheric Interactions in Correlation Spectrometry*, Chap.IV. in ***Optical Remote Sensing of Air Pollution*** (Camagni P. and Sandroni S. Eds.) Published for the Commission of the European Communities by Elsevier Science Publishers, Amsterdam, Holland. 422 pp.
19. Millán, M.M., 1984: *Meteorological Effects in Remote Sensing Operations*. Chap. XVII in ***Optical Remote Sensing of Air Pollution*** (Camagni P. and Sandroni S. Eds.) Published for the Commission of the European Communities by Elsevier Science Publishers, Amsterdam, Holland. 422 pp.
20. Newcomb, G., & M.M. Millán, 1970: Theory, Applications and Results of the Long-Line Correlation Spectrometer. *IEEE Trans. Geosci. Electron.* vol. **GE-8**, 149-157. Premiado como "Best Paper of the year 1970", y publicado como el Capítulo 6 del Libro, ***Clearing the Air: The impact of the Clean Air Act on Technology***, (1971) Edited by J.C. Redmond, J.C. Cook and A.A.J.Hoffman, IEEE PRESS, New York, 159 pp.
21. Millán, M.M., 1972: A Study of the Operational Characteristics and Optimization Procedures of Dispersive Correlation Spectrometers for the Detection of Trace Gases in the Atmosphere. Ph. D. Thesis, University of Toronto, Ontario, Canada, 246 pp.
22. Millán, M.M. & R.M. Hoff, 1977: Dispersive correlation spectroscopy: a study of mask optimization procedures. *Appl. Optics* **16**, 1609-1618.
23. MIT, 1971: ***Inadvertent Climate Modification***, Report of the Study of Man's Impact on Climate (SMIC), Massachusetts Institute of Technology, MIT Press, Cambridge, Massachusetts, U.S.A. 308 pp.
24. Millán, M.M., A.J. Gallant, and H.E. Turner, 1976: The application of correlation spectroscopy to the study of dispersion from tall stacks. *Atmos. Environ.* **10**, 499-511.
25. Millán, M.M., Y.-S. Chung, 1977: Detection of a plume 400 km. from the source. *Atmos. Environ.* **11**, 937-944.
26. Millán, M.M., 1978: Remote sensing of SO<sub>2</sub>, a data processing methodology. *Proc. of the 4<sup>th</sup> Joint Conference on Sensing of Environmental Pollutants*. Sponsored by the American Chemical Society. Edited by John Wiley & Sons, New York.
27. Guillot, P., G. Bonometti, H. Hasenjaeger, A. van der Meulen, P. Hamilton, R. Haullet, J. Laurent, S. Sandroni, C. Cerutti, G. Giovanelli, T. Tirabassi, O. Vittori, & P. Piccinini, 1979: First European Community campaign for remote sensing of air pollution, Lacq (France) 7-11 July 1975. *Atmos. Environ.* **13**, 895-917.
28. Guillot, P., 1985: Joint European Campaigns on Remote Sensing of Atmospheric Pollution. *Proceedings 78th Annual Meeting Air Pollution Control Association*. Paper 85-18.1., APCA. Pittsburgh, PA., USA.
29. Sandroni S. & M. De Groot, 1980: Intercomparison of remote sensors of sulphur dioxide at the 1979 European Community Campaign at Turbigo. *Atmos. Environ.* **14**. 1331-1333.
30. Naveh, Z., S. Chaim and E.H. Steinberg, 1978: Atmospheric oxidant concentration in Israel as manifested by foliar injury in Bel-W3 Tobacco plants. *Environmental*

- Pollution*, **16**, 246-262.
31. Lorenzini, G., and A. Panattoni, 1986: Atmospheric ozone levels in Tuscany (central Italy) as monitored with indicator plants. *Environmental Quality and Ecosystem Stability*, **3**, 511-519.
  32. Salleras, J. M<sup>a</sup>., 1989: La otra cara del ozono: efectos sobre las plantas cultivadas. *Phytoma España*. 11, 13-21
  33. Le Bras, G., 1988: European Community Research on Air Pollution: Atmospheric Processes, Measurement and Transport. European Community Report, EUR 11590, Commission of the European Communities, DG XII/E-1, Brussels, Belgium, 62 pp.
  34. Lyons, W.A. and L.E. Olsson, 1973: Detailed mesometeorological studies of air pollution dispersion in the Chicago lake breeze. *Mon. Weather Rev.*, **101**, 387-403.
  35. Lyons, W.A. and H.S. Cole, 1973: Fumigation and plume trapping on the shores of lake Michigan during stable onshore flow. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 494-510.
  36. Lyons, W.A. and H.S. Cole, 1976: Photochemical oxidant transport: mesoscale lake-breeze and synoptic scale aspects. *J. Appl. Meteor.*, **15**, 733-743.
  37. Portelli, R.V., B. R. Kerman, R. E. Mickle, N. B. Trivett, R. M. Hoff, M. M. Millán, P. Fellin, K. S. Anlauf, H. A. Wiebe, P. K. Misra, R. Bell, and O. Melo, 1982: The Nanticoke shoreline diffusion experiment, June 1978. *Atmos. Environ.*, **16**, 413-466.
  38. Barry, R.G., & R.J. Chorley, 1987: *Atmosphere, Weather and Climate* (5th Ed.). Methuen, New York, 460 pp.
  39. Meteorological Office (UK), 1962: *Weather in the Mediterranean. Volume I: General Meteorology*, (2nd Ed.), Met. O. 391, H.M.S.O. Code No. 40-142-1-62, Her Majesty's Stationery Office (HMSO), London, 362 pp.
  40. Millán, M. M., B. Artíñano, L. Alonso, M. Navazo, M. Castro, 1991: The effect of meso-scale flows on the regional and long-range atmospheric transport in the western Mediterranean area. *Atmos. Environ.* **25A**, 949-963.
  41. Millán, M. M., R. Salvador, E. Mantilla, G. Kallos, 1997: Photo-oxidant dynamics in the Western Mediterranean in Summer: Results from European Research Projects. *J. Geophys. Res.*, **102**, D7, 8811-8823.
  42. Ulbrich, U., T. A. Brücher, A. H. Fink, G. C. Leckebusch, A. Krüger, G. Pinto, 2003: The central European floods of August 2002: Part 2 - Synoptic causes and considerations with respect to climatic change. *Weather*, **58**, 371-377.
  43. Millán, M.M., M<sup>a</sup>. J. Estrela, M<sup>a</sup>. J. Sanz, E. Mantilla, & others, 2005a: Climatic Feedbacks and Desertification: The Mediterranean model. *J. Climate*, **18**, 684-701.
  44. Onderdelinden, D., 1984: Optimization of Monitoring Networks by Remote Sensing Techniques, Chp. XVI in: *Optical Remote Sensing of Air Pollution*. (Camagni and Sandroni, Eds.) Elsevier Science Publishers, the Netherlands, 422 pp.
  45. Munn, R.E., 1966: *Descriptive Micrometeorology*, Academic Press, New York, 245 pp.
  46. Hewson, E. W. (1945) The meteorological control of atmospheric pollution by heavy industry. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc*, **71**, 266-282.
  47. Hewson, E. W. (1955) Stack heights required to minimize ground concentrations. *Transact. Am. Soc. Mech. Engrs*, **77**, 1163-1172.
  48. Millán, M.M., 1976: A note on the geometry of plume diffusion measurements. *Atmos. Environ.* **10**, 655-658.
  49. Millán, M.M. and R. M. Hoff, 1976: The COSPEC remote sensor I. Operation and response characteristics. Report ARQT-5-76. Environment Canada, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario, Canada.

50. Millán, M.M. and R. M. Hoff, 1976: The COSPEC remote sensor II. Electronic set-up procedures. Report ARQT-6-76. Environment Canada, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario, Canada.
51. Millán, M.M. and R.M. Hoff, 1977: How to minimize the baseline drift in a COSPEC remote sensor. *Atmos. Environ.* **11**, 857-860.
52. van Egmond N.D., J.H. Davies, M.M. Millán, 1980: Regional modelling of SO<sub>2</sub> transport by the use of local and remote sensors. Paper 3.15, *Proceedings Joint Conference on Applications of Air Pollution Meteorology*. March 1980, New Orleans, La. Published by the American Meteorological Society, Boston, MA, USA.
53. van Egmond, N.D. and H. Kesseboom, 1983: Mesoscale air pollution dispersion models I: Eulerian grid model. *Atmos. Environ.* **17**, 257-265.
54. van Egmond, N.D. and H. Kesseboom, 1983: Mesoscale air pollution dispersion models II: Lagrangian puff model and comparison with Eulerian Grid Model. *Atmos. Environ.* **17**, 267-274.
55. van der Meulen, A., & D. Onderdelinden, 1983: Optical pathlength of zenith skylight in passive remote sensing of pollution. *Atmos. Environ.* **17**, 417-428.
56. Comunicación personal a M. Millán en 1983 de Nikolass (Klass) D. van Egmond, Jefe del proyecto de optimización de la Red de sensores de Holanda, 1974-1985.
57. Millán M.M., S.C. Barton, N.D. Johnson, B. Weisman, M. Lusia, and R. Vet, 1982: Rain scavenging from tall stack plumes: a new experimental approach. *Atmos. Environ.* **16**, 2709-2714.
58. Millán, M.M. and G. Gangoiti, 1988: Rain scavenging from tall stack plumes: The non-proportionality problem. *Environmental Technology Letters* **9**, 877-890.
59. Shiermeier, F.S., 1971: Study of effluents from large power plants. Presented at the American Industrial Hygiene Assoc. Conference, May 24-28, Toronto, Canada.
60. Hoff, R.H. and A.G. Gallant, 1985: The use of an available SO<sub>2</sub> tracer during the 1983 CAPTEX experiment. *Atmos. Environ.* **19**, 1573-1575.
61. Carras, J.N. and D.J. Williams, 1981: The long-range dispersion of a plume from an isolated point source. *Atmos. Environ.* **15**, 2205-2217.
62. Sperling, R.B. 1975: Evaluation of the correlation Spectrometer as an Area SO<sub>2</sub> Monitor. United States Environmental Protection Agency (US EPA), Report EPA 600/2-75-077 Environmental Protection Technology Series. Disponible NTIS, Va., U.S.A., 121 pp.
63. Sperling, R.B., M. A. Peache, 1979: Accuracy of Remotely Sensed SO<sub>2</sub> Mass Emission Rates. U.S. EPA, Report EPA 600/2-79-094 Environmental Protection Technology Series. Disponible NTIS, Va., U.S.A., 52 pp.
64. Stevens, R. K., and W. F. Herget, 1974: ***Analytical Methods Applied to Air Pollution Measurements***. Ann Arbor Science, Ann Arbor, Michigan, U.S.A., 303 pp.
65. Beilke, S., R. Berg, W. Grosch, A.H. Blommers, F.W. Jansen, J. Lelieveld, 1987: Air sampling flights at low altitudes along the border between the Federal Republic of Germany and its neighbors. *Proc. 4th European Symposium on Physico-Chemical Behavior of Atmospheric Pollutants*. G. Angeletti and G. Restelli Eds., D. Reidel, Dordrecht, Holland. 809 pp.
66. Beilke, S., W. Fricke, J. Lelieveld, F.W. Jansen, 1988: Air sampling flights at low altitudes along the border between the Federal Republic of Germany and its neighbors: An assessment of transboundary mass fluxes of air pollutants. *Proc. COST 611 "Workshop on field measurements and their interpretation"*, Villefranche sur Mer, France, May 3-4, 1988. Air Pollution Research Report 14., DG XII/E1, Commission of the European Communities, Brussels, Belgium. 351 pp.

67. Interregional Transport of Air Pollutants (1978) Umweltbundesamt, Bismarkplatz 1, Berlin (west) 33, Federal Republic of Germany.
68. Stoiber, R.E. and A. Jepsen, 1973: Sulfur dioxide contribution to the atmosphere by volcanoes., *Science* **182**, 577-578.
69. Haullet, R., P. Zettwoog, and J.C.Sabroux, 1977: Sulphur dioxide discharge from Mount Etna. *Nature*, **268**, 715-717.
70. Malinconico Jr. L.L. (1979) Fluctuations in SO<sub>2</sub> Emissions during recent eruptions of Etna. *Nature* **278**, No. 5699, 43-45.
71. Hoff, R.M., and A. J. Gallant, 1980: Sulfur Dioxide Emissions from La Soufriere Volcano, St.Vincent, West Indies, *Science*, **209**, 923-924.
72. Casadevall T. et al. (1983) Gas emissions and the eruption of Mt. St. Helens through 1982. *Science* **221**, 1383-1385.
73. Schaefer S.J., Kerr J.B., Millán M.M., Realmuto V.J., Krueger A.J., Krotkov N.A., Seftor C. and Sprod I.E. (1997) Geophysicists Unite to Validate Volcanic SO<sub>2</sub> Measurements. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*. **78 No. 21**, 217-223.
74. Millán, M. M., L. A. Alonso, J. A. Legarreta, M. V. Albizu, I. Ureta, C. Egusquiaguirre, 1984: A fumigation episode in an industrialized estuary: Bilbao, November 1981, *Atmos. Environ.*, **18**, 563-572.
75. Millán, M. M., E. Otamendi, L. A. Alonso, and I. Ureta, 1984: Experimental characterization of atmospheric diffusion in complex terrain with land-sea interactions, Paper 84-81.4, Proc. Annual Meeting Air Pollution Control Association, Pittsburgh, PA., in 1984, and published in *JAPCA*, **37**, 807-811, in 1987 (actualmente *J. Air & Waste Manage. Assoc.*)
76. Millán, M. M., M. Navazo & A. Ezcurra, 1987: Meso-meteorological analysis of air pollution cycles in Spain. *Proc. 4th European Symposium on Physico-Chemical Behavior of Atmospheric Pollutants. Stressa, Sep.1986*, (p.614-619). (Angeletti and Restelli Eds), EUR 10832, Published for the Commission of the European Communities. by D. Reidel Pub. Co. Dordrecht, Holland, 809 pp.
77. Millán, M. M., B. Artíñano, L. Alonso, M. Castro, R. Fernandez-Patier, J. Goberna, 1992: Meso-meteorological Cycles of Air Pollution in the Iberian Peninsula, (MECAPIP), Contract EV4V-0097-E, Air Pollution Research Report 44, (EUR N° 14834) CEC-DG XII/E-1, Rue de la Loi, 200, B-1040, Brussels, 219 pp.
78. Venkatram, A., 1977: A model of internal boundary-layer development. *Boundary-Layer Meteorol.* **11**. 419-437.
79. Mahrer, Y., & R. A. Pielke, 1977: The effects of topography on the sea and land breezes in a two dimensional numerical model. *Mon. Weather Rev.* **105**, 1151-1162.
80. Pielke, R. A., W. R. Cotton, R. L. Walko, C. J. Tremback, W. A. Lyons, L. D. Grasso, M. E. Nicholls, M. D. Moran, D. A. Wesley, T. L. Lee, J. H. Copeland, 1992: A comprehensive Meteorological Modelling System-RAMS. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **49**, 69-91.
81. Salvador, R., J. Calvó, M. M. Millán, 1999: Horizontal grid selection and its influence on mesoscale model simulations. *J. Appl. Meteorol.*, **38**, 1311-1329.
82. Salvador, R., M. M. Millán, J. M. Baldasano, 1997: Mesoscale modelling of atmospheric processes over the western Mediterranean during summer. *Int. J. Environment and Pollution*. **8**, 513-529.
83. Millán, M. M., E. Mantilla, R. Salvador, A. Carratalá, M<sup>a</sup>. J. Sanz, L. Alonso, G. Gangoiti, M. Navazo, 2000: Ozone cycles in the Western Mediterranean Basin: Interpretation of Monitoring Data in Complex Coastal Terrain. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 487-508.
84. Millán, M. M., M<sup>a</sup>. J. Sanz, R. Salvador, E. Mantilla, 2002: Atmospheric dynamics

- and ozone cycles related to nitrogen deposition in the western Mediterranean. *Environmental Pollution*, **118**, 167-186.
85. Miao, J.-F., L.J.M. Kroon, J. Vilá-Guerau de Arellano, A.A. Holtslag, 2003: Impacts of Topography and Land Degradation on the Sea Breeze over Eastern Spain. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **84**, 157-170.
  86. Millán, M. M., R. Salvador, E. Mantilla, B. Artíñano, 1996: Meteorology and photochemical air pollution in southern Europe: experimental results from EC research projects, *Atmos. Environ.*, **30**, 1909-1924.
  87. Martín M., J. Plaza, M. D. Andrés, J. C. Bezares, M. M. Millán, 1991: Comparative study of seasonal air pollutant behavior in a Mediterranean coastal site: Castellón (Spain). *Atmos. Environ.* **25A**, 1523-1532.
  88. Gangoiiti, G., M. M. Millán, R. Salvador, E. Mantilla, 2001: Long-Range transport and re-circulation of pollutants in the Western Mediterranean during the RECAPMA Project. *Atmos. Environ.*, **35**, 6267-6276.
  89. Scorer, R. S., 1952: Mountain-gap winds: a study of surface winds at Gibraltar. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 78(335), 53-61.
  90. Bádenas, C., V. Caselles, M<sup>a</sup>. J. Estrela, R. Marchuet, 1997: Some improvements on the processes to obtain accurate maps of sea-surface temperature from AVHRR raw data transmitted in real time. Part 1: HRPT images. *Int. J. Remote Sensing*, **18**, 1743-1767.
  91. Bádenas, C., V. Caselles, M<sup>a</sup>. J. Estrela, R. Marchuet, 1997: Some improvements on the processes to obtain accurate maps of sea-surface temperature from AVHRR raw data transmitted in real time. Part 2: APT images. *Int. J. Remote Sensing*, **18**, 1769-1794.
  92. Hua, B.-L. and F. Tomasset, 1983: A Numerical Study of the Effects of Coastline Geometry on Wind-Induced Upwelling in the Gulf of Lion. *J. of Physical Oceanography*, **13**, 678-694.
  93. Millot, C., & L.Wald, 1981: *Upwelling in the Gulf of Lions*, p 160-166, in "**Coastal Upwelling**" (F.A.Richards, Ed.) American Geophysical Union, Washington D.C., 429 pp.
  94. Iribarne, J.V., W.L. Godson, 1981: *Atmospheric Thermodynamics* (2<sup>nd</sup> Ed.), D.Reidel Publishing Company, Dordrecht: Holland, 259 pp.
  95. Pastor, F., M<sup>a</sup>. J. Estrela, D. Peñarocha, M. M. Millán, 2001: Torrential Rains on the Spanish Mediterranean Coast: Modelling the Effect of the Sea Surface Temperature. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1180-1195.
  96. Gryning, S.E., E. Batcharova, 1996: A model for the height of the internal boundary layer over an area with an irregular coastline. *Boundary-Layer Meteorology*, **78**, 405-413.
  97. Derwent, R.G., J.T. Davies, 1994: Modelling the impact of NO<sub>x</sub> or hydrocarbon control on photochemical ozone in Europe. *Atmos. Environ.*, **28**, 2039-2052.
  98. Whiteman, C.D., 1990: Observations of Thermally Developed Wind Systems in Mountainous Terrain. *Atmospheric Processes over Complex Terrain, Meteor. Monogr.*, No. 45, Amer. Meteor. Soc., 5-42.
  99. Whiteman, C.D., 2000: *Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications*, Oxford University Press, New York, 355 pp.