



UNIVERSITAT DE BARCELONA



Departament d'Astronomia i Meteorologia

**CONTRIBUCIÓ A L'ESTUDI  
DE L'ESTRUCTURA TÈRMICA I DINÀMICA  
DE LA CAPA FRONTERERA ATMOSFÈRICA  
MITJANÇANT UN SODAR-DOPPLER**

Tesi doctoral  
**Julià Hinojosa Lobato**



Programa del Doctorat d'Astronomia i Meteorologia (1994/96)

Treball presentat per optar al grau de  
Doctor en Ciències Físiques per  
la Universitat de Barcelona

Directora: Dra M<sup>a</sup> Rosa Soler Duffour



Dedico la meva tesi doctoral als meus pares,  
lluitadors infatigables, i a la Dolors,  
la meva dona.



# *Agraïments*

Vull fer constar el meu sincer agraïment a totes les persones i institucions que de manera diversa han contribuït als meus esforços per assolir l'objectiu d'aquesta tesi.

D'una manera molt especial a la directora d'aquesta tesi doctoral, la Dra. Maria Rosa Soler, per la confiança dipositada en mi i el seu continu recolzament científic.

A la Direcció General de Qualitat de l'Aire i Meteorologia del Departament de Medi Ambient de la Generalitat de Catalunya, per l'ajuda econòmica que ha ofert a l'elaboració d'aquesta tesi i, particularment, al seu Subdirector General, el Sr. Oriol Puig, per confiar en els projectes que l'han feta possible. Agraïment que faig extensible, també, a Montserrat Soler, Eliseu Vilaclara, Sergi Paricio, membres d'aquesta direcció, i a Quimet Cot, de manera especial, per la seva infinita amabilitat. Al Ferran Clua i al Joan Miró, membres de la Delegació Territorial a Tarragona del Departament, per la seva feina en l'adquisició de dades.

Al Departament d'Astronomia i Meteorologia de la Universitat de Barcelona, on he cursat els anys de doctorat i s'ha inscrit aquesta tesi. Al Dr. Jeronimo Lorente, catedràtic de meteorologia, que va introduir-me en aquest Departament, i a tots els companys de treball que hi he trobat. Particularment, a Jordi Cunillera pel seu ajut informàtic, a Pablo Buenestado, amb el que he compartit campanyes experimentals, i a Carmelo Infante.

A les institucions i als seus membres amb els que he realitzat campanyes experimentals del tot imprescindibles per l'elaboració la tesi: a l'Institut Nacional de Meteorologia i a Joan Cuxart; a l'Institut Químic de Sarrià i a Joan Maria Salietti; a la Universiad de Valladolid i a José Luis Casanova. I, també, a Maria Dolors Carrascal, per la seva col·laboració en els temes de models de dispersió gaussians.

A l'Escola Pia de Sarrià i, singularment, al seu Director Gerent Joan Soler, *in memoriam*, i al Subdirector Pedagògic Josep Maria Arbusí, per animar-me i facilitar-me l'assistència a campanyes experimentals i a congressos. I a l'Escola Pia de Caldes de Montbui i al seu Director, el P. Antoni Pinya, per tenir l'amabilitat d'adaptar el meu horari laboral i facilitar-me, així, l'escriptura de la memòria.

A Juli Jurado, per la seva ajuda en qüestions matemàtiques.

A Lídia Margarit i Miquel Raventós, per la correcció del text català.

I Finalment, el meu agraïment a la Dolors, la meva dona, i als meus fills Eduard i Pau, cadascun des del seu lloc, cadascun a la seva manera, pel seu recolzament incondicional, comprensió i paciència.





# Índex

---

<b>1</b>	<b>Introducció</b>	<b>1</b>
1.1	Justificació del treball	1
1.2	Objectiu i estructura de la memòria	1
1.3	La capa fronterera atmosfèrica	3
1.3.1	Definició de la capa fronterera atmosfèrica	3
1.3.2	Introducció a la turbulència	4
1.3.2.1	Característiques de la turbulència	6
1.3.3	Estructura i alçada de la capa fronterera atmosfèrica	7
1.4	Mètodes de mesura en la capa fronterera atmosfèrica	9
1.4.1	Exploració atmosfèrica	10
1.4.1.1	Característiques dels sensors de mesura	10
1.4.1.1.1	Sensors de mesura directa	10
1.4.1.1.2	Sensors de mesura remota	11
1.4.2	Plataformes instrumentals	12
1.4.2.1	Garites meteorològiques	12
1.4.2.2	Màstils	12
1.4.2.3	Estacions portàtils	12
1.4.2.4	Torres	12
1.4.2.5	Baló captiu	13
1.4.2.6	Baló sonda	13
1.4.2.7	Tetroons	13
1.4.2.8	Avió	13
1.5	Mètodes de simulació	14
<b>2</b>	<b>Fonaments teòrics de la transmissió del so a l'atmosfera</b>	<b>15</b>
2.1	Desenvolupament històric	15
2.2	Fonaments teòrics	17
2.2.1	Dispersió d'ones de so en un flux local amb turbulència isòtropa localment	18
<b>3</b>	<b>Descripció i característiques de l'equip sodar sensitron</b>	<b>23</b>
3.1	Disseny del sistema	24
3.2	Teoria bàsica del sistema sodar	24
3.2.1	Càlcul de les components del vent	25
3.2.2	Especificacions tècniques	26
3.3	Maquinari del sistema sodar	26
3.4	Interpretació dels registres d'intensitat d'eco del sodar	27
3.5	Conclusions	36

<b>4 Validació i estudi estadístic</b>	<b>37</b>
4.1 Validació i estudi dinàmic	37
4.1.1 Descripció del lloc de mesura	38
4.1.2 Comparació amb una torre meteorològica	39
4.1.2.1 Mètode general de comparació de les mesures	39
4.1.2.2 Aplicació del mètode	40
4.1.3 Rosa de vent	42
4.1.4 La brisa	44
4.1.4.1 Aspectes generals i mecanismes de generació	44
4.1.4.2 Resultats	45
4.1.4.2.1 Característiques generals	45
4.1.4.2.2 Evolució vertical i temporal	46
4.1.4.2.3 Estudi estadístic d'esdeveniment i durada	49
4.1.4.3 Conclusions	50
4.2 Validació i estudi tèrmic	51
4.2.1 Validació de les estructures tèrmiques	51
4.2.2 Estudi estadístic	54
4.2.3 Comparació de l'estructura de la ABL en una ciutat i en una zona rural	56
4.2.3.1 Comparació i discussió dels resultats	58
4.3 Conclusions	60
<b>5 Capa fronterera inestable</b>	<b>61</b>
5.1 Estructura general de la CBL	61
5.1.1 La capa superficial inestable (SL)	61
5.1.2 La capa de mescla (ML)	63
5.1.3 La zona d'entranyament (EZ)	63
5.2 Determinació i valoració de l'alçada de la ML	64
5.2.1 Mètode termodinàmic	65
5.2.2 Mètode basat en el perfil de flux de calor	66
5.2.2.1 Comparació sodar (mètode $\sigma_w$ ), baló captiu	67
5.2.3 Mètode basat en el perfil de (EI) del sodar	69
5.2.3.1 Comparació sodar (mètode EI), radiosondatge	69
5.2.4 Mètode basat en el model de microescala BL	69
5.2.4.1 Breu descripció del model	70
5.2.4.2 Comparació model, sodar (EI) i radiosondatge	71
5.2.4.3 Comparació model i sodar ( $C_T$ )	72
5.3 Conclusions	74
<b>6 Capa fronterera estable</b>	<b>75</b>
6.1 Determinació i valoració de l'alçada de la SBL	76
6.1.1 Mètode basat en parametritzacions superficials	77
6.1.1.1 Mesura experimental indirecta mitjançant la EI del sodar	77
6.1.1.2 Comparació dels mètodes	78
6.1.1.3 Conclusions	78
6.1.2 Mètode basat en el paràmetre d'estructura tèrmica ( $C_T$ )	78

6.1.2.1	Comparació sodar (EI) i radiosondatge .....	79
6.1.2.2	Comparació sodar ( $C_T$ ) i radiosondatge .....	80
6.2	Conclusions .....	84
<b>7</b>	<b>Dispersió de contaminants .....</b>	<b>85</b>
7.1	Anàlisi del perfil vertical de les categories de dispersió de Pasquill .....	86
7.1.1	Càlcul de les CDP amb un sodar .....	86
7.1.2	Càlcul de la sobreelevació d'un plomall calent .....	87
7.1.3	Integració de les CDP del sodar a un model episòdic de dispersió gaussià .....	89
7.1.3.1	Aplicació a l'estudi del trencament d'una inversió de radiació .....	89
7.1.3.2	Aplicació a l'estudi de la subsidència d'una inversió elevada .....	90
7.1.3.3	Aplicació a l'estudi d'un canvi de direcció en altura .....	92
7.1.4	Conclusions .....	95
7.2	Matrius de dispersió .....	95
7.2.1	Estructura informàtica i mètodes .....	95
7.2.1.1	Selecció de les dades .....	98
7.2.2	Integració de la matriu de dispersió en un model gaussià .....	98
7.2.3	Conclusions .....	103
7.3	Implementació de les dades del sodar a un model híbrid .....	104
7.3.1	Breu resum del HPDM .....	104
7.3.1.1	Parametritzacions meteorològiques .....	105
7.3.1.2	Parametrització de la dispersió .....	106
7.3.1.2.1	Model de plomall Gaussià (GPM) .....	106
7.3.1.2.2	Model de densitat de probabilitat (PDFM) .....	107
7.3.1.2.3	Model de convecció sota règim de vents febles (LWM) .....	107
7.3.1.2.4	Model per condicions neutres (LM) .....	108
7.3.2	Noves parametritzacions amb el sodar .....	108
7.3.2.1	Càlculs superficials: mètode aerodinàmic .....	109
7.3.3	Diagrama de flux del model amb sodar .....	111
7.3.4	Resultats i discussió .....	112
7.3.5	Conclusions .....	118
7.4	Conclusions .....	119
<b>8</b>	<b>Conclusions .....</b>	<b>121</b>
	<b>Annex .....</b>	<b>123</b>
	<b>Bibliografia .....</b>	<b>125</b>



## *Introducció*

### **1.1. Justificació del treball**

Un dels problemes més seriosos que afecta globalment la societat actual és el de la contaminació atmosfèrica. L'atmosfera pot acabar convertint-se en un gran embornal de contaminants. I encara que té una gran capacitat per diluir-los, es fa imprescindible conèixer els seus mecanismes de dispersió i transport, ja que una mateixa emissió, depenent de les condicions atmosfèriques, pot passar desapercebuda o crear un perillós episodi de contaminació. La presa de consciència en els darrers anys, almenys en les societats occidentals, ha cristal·litzat en una major preocupació per part dels organismes competents en medi ambient.

Així l'any 1991 el Departament de Medi Ambient de la Generalitat de Catalunya, a fi de millorar el coneixement i el control de la qualitat de l'aire a la zona del Camp de Tarragona va instal·lar per completar les mesures existents de la Xarxa de Vigilància i Prevenció de la Contaminació Atmosfèrica (XVPCA) un sodar-doppler. El sodar permet l'exploració continuada de la capa fronterera atmosfèrica (primer quilòmetre d'atmosfera). El Camp de Tarragona és una zona en la qual la indústria, sobre tot la petroquímica, ha experimentat una gran expansió, expansió que ha estat acompanyada d'una certa intranquil·litat ciutadana. Com a resposta a aquesta problemàtica des de llavors es porta a terme un desenvolupament integral en l'estudi de la dispersió i mesura de contaminants. Amb aquest propòsit, a través del Departament d'Astronomia i Meteorologia i sota la direcció de la Dra. M. Rosa Soler, s'enceta un projecte d'estudi de la capa fronterera atmosfèrica, inicialment mitjançant el sodar i, més tard, completat amb una torre meteorològica de 50 m i diverses campanyes experimentals dotades amb diferent material que es detallarà al llarg de la memòria. El treball d'investigació aquí exposat s'inclou dintre d'aquest projecte d'estudi.

### **1.2. Objectiu i estructura de la memòria**

L'objectiu final d'aquesta memòria és contribuir a l'augment de la comprensió i el coneixement de l'estructura tèrmica i dinàmica de la capa fronterera atmosfèrica mitjançant l'anàlisi de les dades proporcionades per un sodar-doppler. L'aplicació ha estat en el camp de la dispersió de contaminants i en la millora de la qualitat i la quantitat de les entrades meteorològiques que precisen els models destinats a aquest ús. Per portar a bon terme el treball s'ha disposat d'una torre meteorològica instrumentada amb diferents tipus de sensors meteorològics. A més s'han realitzat una sèrie de campanyes experimentals: BRINV92, GLOBUS95 i VILEXP96 (veure annex), amb material adequat, per tal d'abastar qualsevol situació típica de la zona d'estudi. De la

mateixa manera, en tot moment, s'ha disposat de les dades subministrades pel Departament de Medi Ambient de la Generalitat de Catalunya i de la seva col·laboració. Aquesta memòria està estructurada en quatre parts diferenciades. La primera inclou el primer capítol, on es presenten les definicions i els mètodes de mesura més habituals de la capa fronterera, el segon capítol, en el qual es desenvolupen els fonaments historicoteòrics, i el tercer, on es citen els trets cabdals de l'equip sodar utilitzat. La segona part inclou únicament el capítol quatre, que se centra tant en la validació de les dades subministrades per l'equip com en l'estudi estadístic d'aquestes dades. La tercera part està constituïda pels capítols cinc i sis en els quals s'estudien, una a una, les principals capes que conformen la capa fronterera atmosfèrica mitjançant l'ajut del sodar. Finalment, la quarta part inclou el capítol set en el qual s'integren les millores aconseguïdes a través del sodar i constatades amb anterioritat en els models de dispersió de contaminants.

En concret, en el tres primers capítols es fa una introducció a l'objecte i al mètode d'estudi, és a dir, a la capa fronterera atmosfèrica i al funcionament del sodar-doppler: En el primer capítol, a més d'intentar aclarir alguns conceptes teòrics sobre aquesta capa i tenint en compte que gran part del treball es basa en mesures experimentals, s'han explicat breument els diferents mètodes de mesura. En el segon s'ha fet una breu pinzellada sobre els fonaments teòrics de la transmissió del so a l'atmosfera, ja que en aquesta transmissió està basat el funcionament del sodar-doppler. I en el tercer es descriuen els principals trets i característiques de l'equip sodar utilitzat.

En el capítol quatre es realitza un extens estudi de validació de les dades subministrades pel sodar tant el vessant tèrmic com el vessant dinàmic. Pel que fa a la part dinàmica es porta a terme una comparació amb una torre meteorològica de 50 m. I una vegada validada, es presenten els resultats estadístics de l'estudi, a saber, les roses de vent i un estudi més particular de la brisa de la zona. D'altra banda, també amb intenció de validar, ara la part tèrmica, es realitza la campanya experimental (BRINV92) en la qual, entre altres qüestions, s'aborda l'estudi de l'estructura tèrmica de la baixa l'atmosfera. En aquesta campanya s'utilitza un equip de radiosondatge i un model unidimensional proposat per Bougeault i Lacarrère (1989), BL, amplament desenvolupat per Cuxart, et al., (1994). La intenció era constatar la veracitat de la interpretació tèrmica dels registres de sodar i per tant acotar-ne els límits. Els resultats d'aquest experiment es detallen en el capítol següent. També es presenten els resultats estadístics de les estructures tèrmiques de la zona seguint l'exemple d'altres autors (Walczewski i Feleksy-Bielak, 1988; Asimakopoulos, et al., 1994). I es comparen aquestes estructures rurals, a causa de la ubicació de l'equip, amb les existents en una ciutat on, quedarà palès el conegut efecte d'illa de calor.

Una vegada validat l'equip, en el capítol cinc, es comença l'estudi de la capa fronterera atmosfèrica pròpiament. S'estudia la capa de mescla convectiva i en particular el seu abast vertical, per la mesura del qual es proposen una sèrie de mètodes basats en les dades subministrades pel sodar. Aquests mètodes es comparen amb els resultats obtinguts a BRINV92 i GLOBUS95 i amb el model unidimensional BL.

Seguint l'estudi de la capa fronterera atmosfèrica, en el capítol sisè es dirigeixen els esforços al coneixement de la capa fronterera estable nocturna. Primerament es mostra la polèmica que presenta actualment la definició d'aquesta capa i es proposen també mètodes basats en el sodar per la determinació de l'alçada de la capa. Per contrastar els resultats s'utilitzen els resultats obtinguts en la campanya experimental VILEXP96. D'altra banda, i a través d'un mètode més senzill basat en el sodar i fàcilment programable, es comparen resultats amb mètodes clàssics basats en parametritzacions de la capa fronterera superficial.

Finalment en el capítol set s'apliquen tots els coneixements adquirits amb anterioritat en el camp de la dispersió de contaminants. Aquest capítol està subdividit en tres parts. En la primera es presenten els avantatges que suposen els perfils de les categories de dispersió de Pasquill determinats pel sodar i després aquests perfils s'integren en un model de dispersió de tipus gaussià de manera que es mostra la millora en diferents situacions. En la segona s'estudia la millora en el càlcul de les matrius de dispersió, inclosa la possibilitat de crear-les en altura, a través del sodar. I una vegada creades s'integren en un model de dispersió també de tipus gaussià i se'n mostren els conseqüents avantatges. En la tercera s'informatitzen i s'integren una sèrie de variables turbulentes calculades a partir de les dades subministrades pel sodar en un model de dispersió híbrid Hanna i Chang (1993), els resultats del qual es comparen amb la informació cedida per la XVPCA del Departament de Medi Ambient de la Generalitat de Catalunya.

### **1.3. La capa fronterera atmosfèrica**

La rugosa i accidentada superfície de la terra en el seu gir al si de l'atmosfera determina una zona d'influència al seu voltant. Aquesta zona, anomenada capa fronterera atmosfèrica, pot tenir des d'uns pocs metres fins a alguns quilòmetres, depenent de les condicions meteorològiques. Fora d'aquesta influència, i per tant sense perturbacions, s'estén l'atmosfera lliure. La raó d'estudiar l'estructura i la dinàmica de la capa fronterera és que en ella es desenvolupa la vida: depenem del seu comportament

#### **1.3.1. Definició de la capa fronterera atmosfèrica**

La capa fronterera atmosfèrica (Atmospheric Boundary Layer, ABL) pot ser definida com la part de la troposfera que està directament influenciada per la presència de la superfície terrestre, i respon als forçaments superficials amb una escala de temps que va d'hores a segons i de longitud de 3 km a mm. Una definició com aquesta desvetlla ràpidament una pregunta: fins a quina altura l'atmosfera està influenciada per la superfície? La resposta a aquesta pregunta no té només un interès acadèmic. El coneixement de l'alçada de la ABL juga un paper primordial en els problemes mediambientals per la dispersió de contaminants. També es requereix en meteorologia operativa, per exemple, en la predicció de la boira, o com a entrada en els models numèrics de meso i macro escala per la predicció numèrica, o com a paràmetre d'escalat en la **Teoria de Semblança**.

El moviment de l'aire en la capa fronterera atmosfèrica es pot dividir en tres extenses categories: vent mig, turbulència i ones. cadascuna d'elles pot existir per separat i en presència de les altres. En la capa fronterera atmosfèrica el transport de quantitats com humitat, calor, quantitat de moviment, i contaminants és dominat en l'horitzontal pel vent mig i en la vertical per la turbulència.

El vent mig de l'ordre de 2 a 10 m/s és el responsable del ràpid transport horitzontal o advecció. La fricció és la causa que aquest vent mig disminueixi el seu mòdul a prop del sòl. La component vertical del vent mig és negligible sempre que no hi hagi subsidència.

Les ones, que s'observen normalment per la nit, transporten quantitats petites de calor, humitat i altres escalars com contaminants. Però són molt efectives en el transport d'energia i quantitat de moviment. Aquestes ones poden ser generades localment per la cisalla del vent mig i l'orografia. També es poden propagar a llargues distàncies

de la font com tempestes o explosions.

L'alta freqüència d'esdeveniment de la turbulència a prop del terra és una de les característiques que fa diferent la capa fronterera atmosfèrica de la resta de l'atmosfera. Fora d'aquesta capa la turbulència es pot trobar principalment en núvols convectius i a prop del "jet stream", on la forta cisalla pot crear turbulència en cel clar.

### 1.3.2. Introducció a la turbulència

A finals del segle passat l'hidrodinàmic britànic O. Reynolds va realitzar uns experiments de laboratori amb l'objecte d'esbrinar les característiques del flux turbulent. Utilitzant partícules acolorides va observar que, quan es fa passar un fluid per un tub, si es llança en el seu sí, en la direcció principal del flux un raig de partícules acolorides, s'obté una espècie de filament horitzontal que es manté impertorbable mentre el flux és laminar, a baixa velocitat, i s'ondula per una certa velocitat crítica a partir de la qual el filament s'altera i pertorba establint-se així un flux turbulent. Després d'un cert temps el filament acolorit es mescla amb el líquid que passa pel tub i resta acolorida tota la massa.

Això no explica malauradament l'essència íntima de la turbulència, ja que no pot representar-se el moviment per a porcions del fluid que s'enfonsen o s'eleven en certes parts del mateix fluid.

A fi de caracteritzar l'estat dinàmic d'un fluid, mitjançant un paràmetre, Reynolds va definir un índex adimensional en el qual es comparen termes inercials i viscosos. El nombre de Reynolds és un índex de turbulència l'expressió del qual és

$$Re = \frac{ul}{\nu} \quad (1.1)$$

on  $u$  és la velocitat característica del fluid,  $l$  la longitud en què es presenta el fenomen i constitueix una dimensió característica i  $\nu$  és la viscositat cinemàtica, relacionada amb la fricció interna del fluid.

Reynolds, en el laboratori, per a un flux d'aigua en tubs va trobar un nombre crític de 2000 per sobre del qual el flux es feia turbulent. Posteriors mesures realitzades amb grans precaucions van elevar el nombre crític de Reynolds a 24000. Malgrat que les condicions reals de l'atmosfera són molt diferents als tubs experimentals, el nombre de Reynolds pot donar idea sobre el grau de desenvolupament de la turbulència atmosfèrica. En la taula 1.1 següent es presenten els valors per les diferents escales de moviments

**Taula 1.1:** El nombre de Reynolds per les diferents escales atmosfèriques

Escala	$l$ (m)	$u$ (m/s)	$\nu$ (m <sup>2</sup> /s)	Re
Microescala	$10^3$	2	$10^{-5}$	$2 \times 10^8$
Mesoescala	$5 \times 10^5$	10	$10^{-5}$	$5 \times 10^{11}$
Macroescala	$3 \times 10^6$	10	$10^{-5}$	$3 \times 10^{12}$

En els quatre exemples posats, el nombre de Reynolds resultant és molt més gran de 24000; per la qual cosa es pot afirmar que l'atmosfera en major o menor grau és sempre turbulenta.

Donada la complexitat de l'estudi de la turbulència, s'acostumen a fer una sèrie de



simplificacions, que sovint no alteren els resultats i faciliten molt l'aproximació teòrica al problema:

1. La turbulència s'anomena estacionària quan totes les seves propietats estadístiques són independents del temps. Les variables, tal com el mòdul del vent  $u_i(x,t)$ , són funcions aleatòries del temps, però les seves propietats estadístiques, tal com la mitjana, no depenen d'aquest.
2. La turbulència s'anomena homogènia quan totes les seves propietats estadístiques són independents del punt del règim de flux considerat.
3. La turbulència s'anomena isòtropa quan totes les seves propietats estadístiques són independents de l'orientació dels eixos coordenats. Aquest constitueix l'estat més "idealitzat" de la turbulència.

La turbulència atmosfèrica es defineix teòricament amb moltes dificultats, ja que és un problema fortament no lineal. Per desenvolupar suficientment el seu coneixement en aplicacions de la mateixa turbulència, es treballa interactivament amb les equacions de moviment del fluid i amb informació empírica sobre les propietats de la turbulència. No es pot pronosticar amb detall l'evolució d'un flux turbulent, però sí que es poden predir certes propietats estadístiques. Podria dir-se que és un sistema complex de remolins de diferents escales (de mm a algun km) que en determinades circumstàncies apareixen en el moviment d'un fluid. La relativa grandària i intensitat de les diferents escales de remolins defineix l'espectre de la turbulència.

La turbulència en les capes pròximes al sòl es genera principalment per dos mecanismes d'excitació: Un d'ells és l'originat pels accidents geogràfics o obstacles que produeixen fregament i en conseqüència moviments addicionals que pertorben el flux, i l'altre és l'ocasionat pel desigual escalfament del terra que dona lloc a fluxos ascendants i descendents. El primer s'anomena turbulència mecànica i, el segon, turbulència tèrmica.

Es podrien donar tres raons bàsiques per les quals els científics i enginyers atmosfèrics estan interessats en les propietats i efectes de la turbulència:

1. La turbulència imposa una sèrie de requisits constructius a edificis, ponts, torres, avions, i d'altres estructures.
2. La turbulència barreja aire amb diferents propietats i crea fluxos d'importants magnituds físiques.
3. La turbulència produeix variacions espacials i temporals de l'índex de refracció atmosfèric i condiciona, per tant, la dispersió de la radiació electromagnètica i acústica.

Les forces aerodinàmiques creades per la turbulència han estat sempre d'interès pels enginyers estructurals i aeronàutics, que conseqüentment han fet importants contribucions a l'estudi del flux turbulent.

La capacitat de la turbulència per la barreja és d'obvi interès pels meteoròlegs que estudien els problemes de contaminació atmosfèrica, i el càlcul precís del seu poder de difusió. Les masses d'aire a escala sinòptica atmosfèrica interaccionen amb la superfície de la Terra a través de la turbulència de la capa fronterera atmosfèrica. De manera que, per la pràctica de la predicció del temps i per estudis de clima se l'ha de tenir en compte.

L'eficàcia dels moderns sistemes de comunicació depèn de la turbulència, a causa de

la seva dependència de les pertorbacions de l'índex de refracció. Recíprocament, com més hàbil es sigui a l'hora d'aplicar i entendre els mètodes remots en les mesures atmosfèriques, millor es podrà entendre i estudiar la turbulència.

### 1.3.2.1. Característiques de la turbulència

La turbulència pot ser microturbulència, mesoturbulència i macroturbulència segons l'escala del fenomen, tot i que en les dues últimes hi ha altres fenòmens més importants a tenir en compte i, de fet, en elles, la turbulència es pot negligir. Les seves característiques són similars i les més importants són les següents:

- La turbulència és tridimensional. En l'experiment de Reynolds, el pas de flux laminar a turbulent es produeix com a conseqüència de moviments que s'anomenen addicionals, que tenen tres components. És evident que en el tub la direcció principal del moviment es produeix al llarg del mateix tub, però també hi ha component en les altres dues direccions perpendiculars. A major escala, aquestes són més grans i es noten amb més claredat, com per exemple en el vent quan bufa en les capes de l'atmosfera pròximes al terra. La turbulència és, doncs, tridimensional i es deu evidentment a que els moviments addicionals que la produeixen estan relacionats amb variacions de la pressió, magnitud escalar que es manifesta de forma regular en totes direccions.
- La turbulència és irregular i casual. Les pertorbacions que experimenta el filament acolorit en el tub de Reynolds són irregulars i imprevisibles; això fa que els moviments de les partícules del fluid ni es poden seguir ni calcular. Regna una espècie de caos amb forts gradients en totes direccions.
- Els moviments addicionals sobre els quals hem basat la turbulència es poden imaginar com una espècie de remolins. No obstant, un anàlisi més profunda porta a la conclusió que els remolins són una conseqüència i no una característica de la turbulència. D'altra banda, la relació causa-efecte no és clara i podria ser que la turbulència fos produïda pels remolins i no a l'inrevés.

La turbulència, ja sigui en experiments de laboratori o en l'atmosfera, es produeix quan existeix cisalla en el flux, és a dir, on les condicions són baroclines i hi ha un gradient de velocitat perpendicular a la direcció del flux.

- La turbulència no és lineal. Una equació és lineal quan representa una recta. Les equacions del moviment atmosfèric contenen productes de la velocitat i en conseqüència no són lineals.

La velocitat d'una partícula atmosfèrica es compon d'una velocitat mitjana i d'un terme addicional que correspon a l'anomalia o variació de la velocitat produïda per la turbulència (descomposició de Reynolds). Les components de la velocitat es poden escriure de la següent forma:

$$\begin{aligned} u &= \bar{u} + u' \\ v &= \bar{v} + v' \\ w &= \bar{w} + w' \end{aligned} \tag{1.2}$$

on  $u$ ,  $v$ ,  $w$  són les components de la velocitat,  $\bar{u}$ ,  $\bar{v}$ ,  $\bar{w}$  són les components mitjanes de la velocitat i  $u'$ ,  $v'$ ,  $w'$  són les anomalies de les components de la velocitat. Les equacions del moviment només són vàlides per a valors instantanis de  $u$ ,  $v$ ,  $w$ . Per tant, si es volen introduir valors mitjans s'haurà de fer la mitjana per un interval de temps finit.

En una equació lineal es verifica:

$$\overline{u} = \overline{\overline{u} + u'} = \overline{\overline{u}} + \overline{u'} = \overline{\overline{u}} = \overline{u} \quad (1.3)$$

a causa de que el valor mig de  $u'$  és igual a 0, ja que s'ha dit que  $u'$  representa l'anomalia o desviació de la velocitat.

Si l'equació és no lineal apareixen productes de la forma  $uu$ ,  $uv$ ,  $uw$ . Es verifica, per exemple, que

$$\overline{uw} = \overline{(\overline{u} + u')(\overline{w} + w')} = \overline{\overline{u}\overline{w}} + \overline{\overline{u}w'} + \overline{u'\overline{w}} + \overline{u'w'} \quad (1.4)$$

El segon i tercer terme del segon membre són iguals a 0, ja que la mitjana del producte d'una constant per una variable és el producte de les mitjanes i  $\overline{w'} = 0, \overline{u'} = 0$

L'últim terme del 2n membre s'anomena tensió de Reynolds. Podria demostrar-se que representa un transport vertical de la quantitat de moviment horitzontal.

Queda, doncs, el producte

$$\overline{uw} = \overline{\overline{u}\overline{w}} + \overline{u'w'} \quad (1.5)$$

on  $uw$  es compon de factors constants i  $u'w'$  és un producte que caracteritza l'equació no lineal i dóna lloc al transport turbulent de la quantitat de moviment.

- La turbulència produeix mescla. Segons es va veure en l'experiment de Reynolds, en passar el règim de laminar a turbulent, el filament acolorit s'esfilagarsa i es va barrejant amb la resta del fluid. Es produeix, doncs, una mescla que depèn, en el cas atmosfèric, del gradient de la velocitat del vent i del gradient de la temperatura. Els moviments addicionals o turbulents transporten petites masses de fluid que porten les seves pròpies característiques i les van cedint al seu voltant.
- La turbulència és dissipativa. En l'equació de balanç de l'energia cinètica turbulenta, TKE, existeix, sempre que no sigui nul·la, un terme de dissipació. Físicament, això vol dir que la turbulència tendeix a deprimir i desaparèixer amb el temps, llevat que es generi localment o la transportin processos turbulents o de pressió. Així, TKE és una quantitat no conservativa. La capa fronterera atmosfèrica només pot ser turbulenta si hi ha algun procés físic específic que genera turbulència.

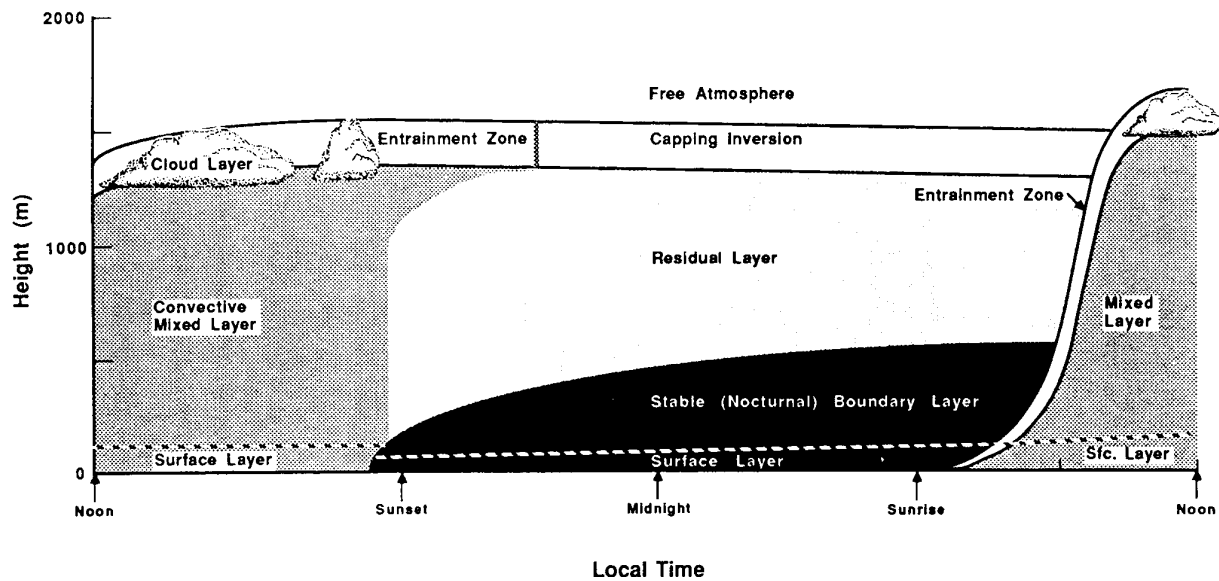
### 1.3.3. Estructura i alçada de la capa fronterera atmosfèrica

Sobre els oceans la variació de l'alçada de la ABL és relativament lenta en el temps i l'espai. La temperatura de la superfície canvia molt poc amb el cicle diürn per la tremenda barreja que hi té lloc. A més, la capacitat calorífica de l'aigua fa que pugui absorbir gran quantitat de calor del sol i que canviï poc la seva temperatura. Així, canvis molts lents de la temperatura superficial produeixen variacions molt lentes dels forçaments de la ABL. La majoria del canvis de l'alçada de la ABL sobre els oceans tenen el seu origen en processos sinòptics o mesoescàlics de moviments verticals o d'advecció de diferents masses d'aire.

Tant sobre el mar com sobre el terra en general l'alçada de la ABL és per natura més petita en regions sotmeses a altes pressions que a baixes pressions, és a dir, que la escala sinòptica i la mesoescala modulen la microescala. En general en l'estudi de qualsevol escala atmosfèrica s'han de tenir en compte les interferències entre les diferents escales.

Sobre el terra en regions d'altres pressions la ABL desenvolupa una estructura ben definida que evoluciona amb el cicle diürn (figura 1.1). Les tres principals components d'aquesta estructura són la capa de barreja o mescla (mixed layer, ML), la capa resi-

dual (residual layer, RL) i la capa estable (stable boundary layer, SBL).



**Figura 1.1:** L'estructura de la capa fronterera atmosfèrica a regions sotmeses a altes pressions sobre terra consta principalment de tres parts: una capa de barreja molt turbulenta (convective mixed layer); una capa residual menys turbulenta que conté l'aire que havia estat barrejat (residual layer); i una capa estable nocturna amb turbulència esporàdica (stable boundary layer) (Stull, 19889).

La capa superficial (surface layer, SL) és la part més baixa de la ABL on els fluxos turbulents varien menys del 10% del seu valor a terra. Així doncs, aproximadament, el 10% de la ABL s'anomenarà capa superficial tant dintre de la capa de barreja com en capa estable. Finalment s'ha identificat una capa molt estreta anomenada microcapa o subcapa laminar en els primers centímetres d'aire on el transport molecular domina sobre el turbulent.

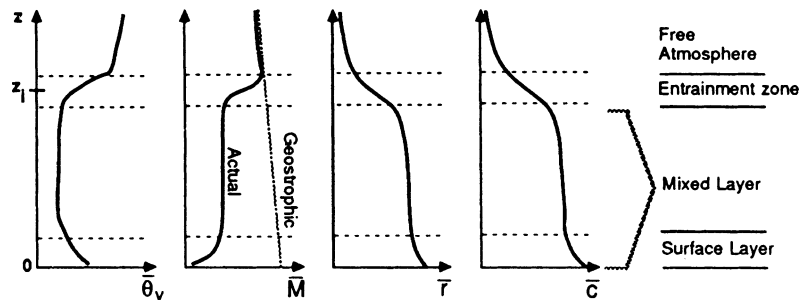
Quan la irradiància solar que arriba al sòl és intensa es desenvolupa convecció tèrmica, és a dir, aire calent ascendent de manera que es crea una estructura d'inestabilitat (turbulència convectiva o tèrmica) en les capes baixes. Un altra font de turbulència tèrmica, encara que menys activa, és la generada per la base dels cúmuls que actuant com un cos negre radien energia, es refreden i també l'aire en contacte amb ells. Així es tindrà aire fred descendent. Aquesta activa turbulència tendeix a fer desaparèixer els gradients de calor, humitat i moment, creant una capa ben mesclada, capa de barreja. Fins i tot quan la convecció és el mecanisme dominant, hi ha una certa cisalla de vent al llarg del sostre de la capa de barreja que contribueix a la generació de turbulència. Aquesta turbulència està associada amb la creació i trencament d'ones de *Kelvin-Helmholtz*.

Després de la posta de sol la superfície terrestre no rep irradiància solar, però sí que emet irradiància en ona llarga (Llei de Boltzman). Aquest fet fa que el sòl i l'aire en contacte amb ell i per tant les capes més baixes es vagin refredant més ràpidament que l'aire a les capes més altes. D'aquesta forma s'obté un augment de la temperatura amb l'altura i, per tant, una capa tèrmicament estable. Tot i que en nivells baixos, a la nit, el vent està en calma o és molt dèbil, a nivells superiors pot accelerar-se arribant a ser supergeostròfic en el fenomen conegut amb el nom de *low level jet* o *nocturnal jet*. L'aire amb estratificació estable tendeix a suprimir la turbulència mentre que el desenvolupament del *nocturnal jet* crea cisalla que en genera. Com a resultat d'això,

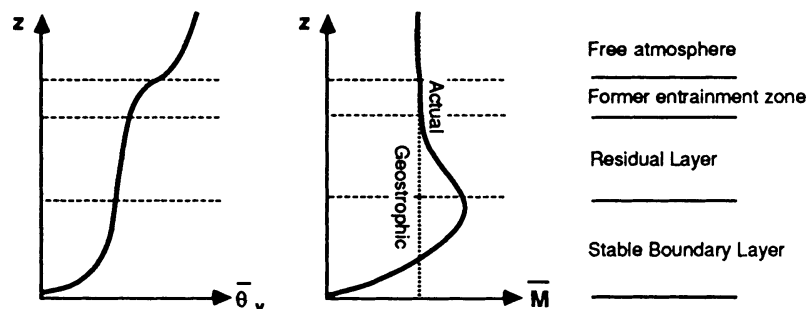
a vegades s'observen zones de turbulència que creen una certa barreja local al llarg de la capa estable. A mesura que augmenta l'altura, la inversió es debilita o desapareix i dóna pas llavors a la capa residual amb estratificació neutra o indiferent (resultat de la mescla per convecció del dia anterior).

Els perfils típics que es poden esperar durant el dia i la nit estan esquematitzats en les figures 1.2 i 1.3. Durant el dia l'alçada de la ABL s'identifica amb la base d'una inversió elevada o alguna capa estable que fa de sostre de la capa de barreja. Per tant no hi ha gaire controvèrsia per definir-la en aquestes condicions. La qüestió és molt més complicada en el cas de la capa estable (SBL). Ara per ara no hi ha una única definició per l'alçada d'aquesta capa i depèn dels diferents autors. En els capítols 5 i 6 s'estudia en detall.

Aquestes alçades es poden mesurar mitjançant torres de gran alçada, balons sonda o avions de forma directa, però és evident que no són mètodes gaire operatius, ja que són molt cars i en el cas de les torres no es poden moure fàcilment. Durant les últimes dues dècades s'han desenvolupat diverses tècniques d'anàlisi remota per fer possible el seu càlcul. La seva capacitat s'ha demostrat en molts experiments validats amb d'altres tècniques. El sodar-doppler és una d'aquestes tècniques remotes que per la seva mobilitat i prestacions ha donat grans resultats en aquests càlculs.



**Figura 1.2:** Característiques mitjanes de les capes dintre d'una capa fronterera inestable. On  $\theta_v$  és la temperatura potencial virtual,  $M$  és la velocitat del vent mitjà,  $r$  és la proporció de mescla i  $c$  és la concentració d'un contaminant. (Stull, 1988)



**Figura 1.3:** Característiques mitjanes de les capes dintre d'una capa fronterera estable. On  $\theta_v$  és la temperatura potencial virtual,  $M$  és la velocitat del vent mitjà. (Stull, 1988)

## 1.4. Mètodes de mesura en la capa fronterera atmosfèrica

La comprensió dels processos físics que tenen lloc en la capa fronterera es basen principalment en les mesures. La majoria de les mesures es prenen en el camp, d'altres en experiments de laboratori o túnels de vent i d'altres són simulacions teòriques. Les teories i les parametritzacions, tal com es presenta en els pròxims capítols, només són vàlides si descriuen el comportament real de la capa fronterera.

### **1.4.1. Exploració atmosfèrica**

La suma d'informació que es necessita per caracteritzar el flux en la capa fronterera atmosfèrica varia amplament depenent de l'aplicació. Per estudis de l'estructura de la capa fronterera o la seva modelització es necessiten els valors mitjos i les fluctuacions de les components del vent, de la temperatura, i de la humitat a diferents nivells. Les components mitjanes es mesuren amb sensors de resposta lenta, tot i que precisos per canvis lents de les variables (temps de 60 s o més). Aquests sensors també s'han d'acomodar en altura per mesurar perfils o gradients. Per les components fluctuants es necessiten sensors que puguin respondre a freqüències de l'ordre de 10 Hz o superiors. La informació d'alta freqüència fa possible el càlcul dels fluxos turbulents de quantitat de moviment, calor, i vapor d'aigua, així com les variacions i moments de tercer ordre que apareixen en les equacions de balanç. La mateixa informació es necessita pels càlculs estadístics com l'espectre, correlacions, i distribucions de probabilitat en les pertinents escales de temps pel transport turbulent en la baixa capa fronterera.

Els requisits en l'espaiat vertical dels sensors depèn del rang que interessa estudiar. En els primers 50 m sobre el terra, on l'estructura de la capa fronterera depèn fortament de l'altura i els perfils de vent i temperatura tendeixen a ser escarpats, es requereix un mínim de tres nivells d'observació. L'espaiat acostuma a ser aproximadament logarítmic, tot i que depèn dels interessos perseguits. Es poden afegir més nivells de mesura per sota dels 10 m si es necessita un estudi més acurat del fluxos superficials. Sobre el 50 m, on normalment s'estén la capa de barreja, es prefereix un espaiat lineal, ja que aquí les magnituds turbulentes no presenten una variació tan acusada amb l'altura.

#### **1.4.1.1. Característiques dels sensors de mesura**

En aquesta secció es separen els sensors en dos grups: sensors de mesura directa (exploració directa) i sensors remots (exploració remota).

##### **1.4.1.1.1. Sensors de mesura directa**

Els sensors de mesura directa són aquells que, situats en alguna plataforma instrumental, mesuren *in situ* les característiques de l'aire a la seva localització. Es poden dividir en sensors de resposta lenta i de resposta ràpida segons es mesurin valors mitjans o fluctuacions del mateixos valors.

Els sensors de resposta ràpida s'utilitzen per mesurar fluctuacions turbulentes amb les quals es poden calcular directament l'energia cinètica turbulenta, els fluxos i moments superiors. Aquests instruments són sovint complexos, delicats i cars. En la capa superficial, els remolins turbulents són relativament petits i de curta durada i requereixen sensors de resposta més ràpida que els sensors utilitzats en capes superiors de la capa fronterera inestable. Durant la nit, la turbulència és molt dèbil i, per tant, requereix uns sensors molt sensibles i que destrüin de forma eficaç el soroll. D'altra banda, els sensors de resposta ràpida tenen un cost de manteniment més elevat i necessiten també un equip de recollida de dades més car.

Si només es necessiten valors mitjans, llavors es poden utilitzar sensors de resposta lenta, més barats i duradors. Basats en perfils de variables mitjanes indirectament (mètode aerodinàmic, transferència de massa i mètode del balanç energètic) es poden calcular energies turbulentes i fluxos.

En la majoria de campanyes experimentals es disposa d'una barreja d'instruments de

resposta lenta i ràpida segons el pressupost i els objectius. Molts dels sensors de resposta ràpida també es poden utilitzar per calcular valors mitjans, encara que no tots.

### **1.4.1.1.2. Sensors de mesura remota**

Els sensors remots mesuren ones generades o modificades per l'atmosfera lluny dels sensors. Els sensors remots actius generen les seves pròpies ones (so, llum, microones) que transmeten i reben seguidament. Els sensors remots passius només reben i mesuren les components d'ones generades per la Terra (infraroig, microones), l'atmosfera (infraroig), o el sol (visible).

Els principals sensors remots actius són el radar, el sodar, i el lidar. El radar (*radio detection and ranging*) transmet microones, el sodar (*sonic detection and ranging*) sons, i el lidar (*light detection and ranging*) llum. Aquests polsos o trens d'ones continus en xocar amb un obstacle, es reflecteixen i tornen al punt de partida. Mesurant el temps que triga el senyal en el camí d'anada i tornada es pot conèixer la distància a la característica que ha fet retornar el senyal. En absència de pluja o partícules de pols, el radar i el sodar detecten variacions en l'índex de refracció de l'aire relacionat amb la temperatura i la humitat. Si hi ha regions en la capa fronterera on existeixen aquestes variacions d'humitat o temperatura, ja sigui en forma de turbulència activa o com a restes de la turbulència, llavors certa part de l'energia transmesa des del sensor remot serà difosa enrera cap a ell. Com que l'energia retrodifosa és una part molt petita, l'energia transmesa ha de ser gran i el receptor molt sensible per mesurar el retorn.

El radar normal no és suficientment potent ni sensible per detectar la majoria dels fenòmens que succeeixen en la capa fronterera, la seva utilització més general es dona en escales superiors: meso o macro escala. Així, només un petit nombre de radars de recerca s'empren en aquests estudis. Aquests radars són capaços de detectar turbulència des de prop de la superfície fins a dalt de la troposfera. Una gran varietat de sondejadors atmosfèrics automàtics superficials basats en microones s'han desenvolupat per estudiar els perfils de vents, temperatura i altres variables meteorològiques (profilers o perfiladors).

El lidar està basat en la emissió de llum làser que dispersen les molècules d'aire, núvols i els aerosols de la capa fronterera. De l'estudi de la llum retornada es poden conèixer el comportament i molts dels fenòmens que es produeixen en la capa fronterera.

Els sodars (a voltes anomenats sondejadors acústics) emeten un so audible que retorna modificat, de la mateixa forma que els altres senyals, segons l'estructura de la capa fronterera (detallat en el pròxim capítol). Desafortunadament, el so s'atenua tan ràpidament que es fa difícil detectar estructures més enllà d'un km, tot i que el seu límit depèn de la potència i la freqüència d'emissió.

Els desavantatges dels sensors directes inclouen la modificació del flux pel sensor o la seva plataforma, la no representativitat d'una mesura puntual i la dificultat d'instal·lar el sensor en el lloc precís de la capa fronterera atmosfèrica que es vol mesurar. Els desavantatges dels sensors remots inclouen la seva grandària (grans antenes o receptors), cost, complexitat i incapacitat de mesurar certes característiques de la capa fronterera. D'altra banda la poca intensitat del senyal enviat fa que la recepció no sigui fàcil i s'hagin de sondejar grans volums per obtenir informació tenint en compte que les ones es poden veure modificades per agents desconeguts en el seu trajecte vers el sensor.

Els avantatges dels sensors directes són la seva sensibilitat, precisió, i simplicitat. Mentre que les dels sensors remots són la rapidesa a sondejar un gran volum, àrea, o línia atmosfèrica.

### **1.4.2. Plataformes instrumentals**

A continuació es descriuen les plataformes d'instruments més utilitzades en l'estudi de la ABL. Aquestes plataformes serveixen de suport estructural als sensors, però també de protecció, d'alimentació elèctrica i a vegades de laboratori químic, necessari en algunes mesures.

#### **1.4.2.1. Garites meteorològiques**

Situades a uns 2 m d'altura, les clàssiques garites meteorològiques són com un tipus de caixa elevada amb obertures on es localitzen els sensors. La garita protegeix els sensors de la radiació solar, però també fa de filtre per la turbulència d'escala petita. Per tant es poden mesurar valors mitjos de magnituds com ara la temperatura, la humitat o la pressió dintre de la garita meteorològica, però no s'acostuma a utilitzar en qüestions de micrometeorologia.

#### **1.4.2.2. Màstils**

Amb la intenció de no pertorbar la mesura s'erigeix una estructura vertical que molt sovint és un simple tub de metall amb braços per evitar encara més la seva influència. L'alçada del màstil pot arribar fins els 50 m. A causa de la limitació d'alçada s'utilitzen principalment en l'estudi de la capa superficial. Com que els perfils de temperatura, vent i humitat varien de forma logarítmica amb l'altura, la col·locació dels sensors respon normalment a la mateixa escala. Aquests màstils són fàcilment transportables, es munten seguint el programa de camp i es desmunten quan l'experiment acaba. Les dades es recullen al peu del màstil en un *data logger* o similar.

#### **1.4.2.3. Estacions portàtils**

Existeix una gran varietat de petits màstils portàtils que poden desplegar-se per realitzar un experiment. La composició típica consta de sensors de temperatura, humitat, pluja, pressió i radiació a 2 m i de mòdul i direcció de vent a 10 m. Algunes estacions tenen addicionalment sensors per mesurar turbulència i calcular fluxos turbulents, mentre que d'altres prenen mesures dels valors mitjos a dues o més altures per deduir-los (mètode del gradient). Les dades són transmeses via satèl·lit, ràdio o línies telefòniques a una estació central de recollida.

#### **1.4.2.4. Torres**

Les torres meteorològiques són unes estructures metàl·liques que s'alcen de forma permanent i per tant són més singulars. Alguns exemples que es poden citar per la seva importància mundial, inclouen la de Cabauw, de 213 m, a Holanda o la de Boulder, de 300 m, a Colorado, USA. Les torres faciliten l'estudi continu de la ABL i s'utilitzen molt per estudiar-ne la globalitat durant la nit i la matinada, atès que llavors la seva alçada fàcilment no sobrepassa els 200 m.

Aquestes grans estructures molt sovint disposen d'ascensor i tot tipus de suports. Com que la torre és molt gran distorsiona el flux a prop seu i a sotavent. Per aquesta



raó, aquestes torres posseeixen uns braços que projecten horitzontalment fora de la influència de l'estructura els sensors que estan muntats al damunt. A cada altura normalment s'hi col·loquen 2 o 3 braços en diferents direccions de manera que sempre n'hi ha un a sobrevent. La recollida de dades i qualsevol facilitat informàtica per tractar-les s'acostuma a realitzar prop de la torre, en una petita cabina.

#### **1.4.2.5. Baló captiu**

Un baló captiu és un globus aerodinàmic de plàstic inflat d'heli que està subjectat amb un cable a terra i mitjançant un mecanisme (motor) se'l pot elevar i davallar a velocitat constant i regulable. La sonda es col·loca a curta distància, amb la precaució que no s'emboliqui amb la línia que l'enllaça a terra. El baló pot restar en una altura determinada el temps convenient i, tant aturat com ascendint o descendint, transmet les mesures generalment a través d'ones de ràdio a un sistema d'emmagatzematge que es disposa a la superfície. Malgrat que els cables, especials no cal dir-ho, poden tenir llargàries d'entre 1 i 2 km, les condicions del vent restringeixen moltes vegades aquesta altura al voltant d'un km. El baló captiu és més fàcilment transportable que una torre i es pot utilitzar llargament durant una campanya experimental, però està limitat òbviament a vents no superiors a 9 m/s.

#### **1.4.2.6. Baló sonda**

Un baló sonda és un globus expansible amb una sonda i un equip transmissor adjunt que proporciona mesures de temperatura, humitat i pressió. N'hi ha d'altres que a més posseeixen informació del mòdul i la direcció de vent mitjançant un sistema de posicionament. Si les condicions meteorològiques ho permeten i inflant poc el globus es pot aconseguir que aquest s'elevi lentament de manera que s'obtinguin dades a moltes alçades interiors a la ABL. Encara que el globus i l'equip mesurador no són gaire cars, el cost d'un programa experimental pot resultar sorprenentment elevat si efectuem llançaments freqüentment. Aquests balons s'eleven fins que rebenten i llavors els equips proveïts d'un paracaigudes es poden recuperar en algunes ocasions.

#### **1.4.2.7. Tetroons**

Són una classe de balons sonda fabricats amb un tipus de plàstic que manté constant la pressió. Aquests balons normalment es construeixen amb forma de tetràedre i d'aquí el seu nom. Una vegada inflat i equilibrat adequadament, el baló s'eleva fins a una altura determinada on s'equilibra amb la pressió exterior i teòricament resta a (pressió) altitud constant. En realitat el baló descriu grans oscil·lacions verticals al voltant de la seva altitud mitjana.

#### **1.4.2.8. Avió**

S'han utilitzat una gran varietat d'aeronaus com a plataformes instrumentals per l'estudi de la capa fronterera. Els sensors típics es col·loquen en uns braços especials per tal que les mesures es vegin poc influenciades corregint-les posteriorment. La grandària de l'avió permet transportar-hi tota la infraestructura informàtica i també l'equip científic, que així pot veure les dades en temps real i planificar millor l'experiment.

## **1.5. Mètodes de simulació**

Malgrat que les mesures de camp representen la “certesa” per definició, no és menys cert que aquestes mesures són el resultat de la superposició de molts efectes i processos simultanis. En alguna situació es pot intentar isolar o fixar un procés específic seleccionant acuradament el terreny (e.g., terreny uniforme) o el tipus de temps meteorològic (e.g., temps clar). No obstant, mai es pot aïllar completament un procés i el temps meteorològic rarament és reproduïble. A més, és fa difícil basar un estudi en l’alteració sistemàtica de certs paràmetres físics per després mesurar els seus efectes. Es poden pal·liar parcialment aquestes dificultats creant un domini turbulent artificial on només un nombre limitat de processos o condicions de frontera actuen sobre el flux. Aquestes simulacions es poden crear en el laboratori i en els túnels de vent, o numèricament via models amb l’ordinador. En ambdós casos, es necessita primer crear un model d’una situació real de l’atmosfera; segon, executar el model per generar turbulència; tercer, provar el camp de turbulència en el mateix sentit que es mostra en la realitat, i quart, computar la turbulència estadísticament des de les mostres de camp. Si es crea acuradament el model, llavors es podrà aprendre més, més ràpidament i de forma més econòmica que amb mesures de camp.

## Capítol 2

# *Fonaments teòrics de la transmissió del so a l'atmosfera*

El sondejador acústic, o sodar és un dels pocs instruments capaç d'estudiar la baixa atmosfera. La seva especificitat neix de la interacció directa i forta de les ones de so amb la microestructura tèrmica i dinàmica de l'atmosfera. Si aquesta microestructura estigués uniformement distribuïda en tota la baixa atmosfera, la mesura de la turbulència, a través de la freqüència analitzada del senyal retornat (eco), i la velocitat mitjana del vent seria fàcilment aprofitable en un ús rutinari. Però com la turbulència és intermitent i està distribuïda de forma irregular, malgrat el desenvolupament i la aplicació de les tècniques acústiques, la seva utilització és problemàtica. En particular, com la distribució de la microestructura turbulenta depèn de la interrelació dels gradients mitjos de la temperatura i del vent, la interpretació dels ecos acústics no és fàcil per als usuaris entesos només en dades convencionals de vent i temperatura.

El progrés en el desenvolupament en les tècniques acústiques reflecteix dos aspectes:

- Un aspecte de tipus procedimental (tractament del senyal). Mitjançant els avenços en enginyeria, els sodars imiten les operacions convencionals dels instruments *in situ* mesurant el vent i la turbulència.
- Un aspecte de tipus conceptual (coneixement físic de la interacció so-atmosfera). Encapçalant una comprensió dels mecanismes que donen lloc als ecos acústics, els sodars proporcionen una nova visió del procés físic que afecta la baixa atmosfera.

Els problemes d'enginyeria associats amb el desenvolupament dels sodars han estat, potser, els més fàcils d'aproximar, i per tant han rebut la major part de l'atenció. La segona faceta, com que introdueix essencialment una nova mirada de l'estructura atmosfèrica, s'ha resistit als avenços de la primera.

### **2.1. Desenvolupament històric**

L'acústica atmosfèrica té dos importants camps d'estudi. El primer d'ells té a veure amb els efectes sobre el so a causa de les variacions i inhomogeneïtats de l'atmosfera terrestre, mentre que el segon està relacionat amb l'aplicació del so com a eina de mesura per la seva utilització en investigació de l'atmosfera. Aquestes dues branques d'estudi estan relacionades, ja que és necessari el coneixement de la primera per aplicar-ho a la segona.

Durant la segona meitat del segle XIX, Rayleigh, Reynolds, Tyndall, Henry i Stokes van realitzar investigacions sobre la refracció del so en funció del perfil tèrmic de l'atmosfera, els efectes del vent sobre l'índex de refracció i la dispersió del so en l'atmosfera.

De particular interès és el treball de Tyndall, que va detectar la retrodispersió acústica a causa de l'estructura tèrmica i dinàmica de l'atmosfera, estudis que no van trobar aplicació fins a finals de la II Guerra Mundial, en què es va utilitzar la retrodispersió acústica per l'estudi d'inversions tèrmiques a baix nivell i el seu efecte en els ràdioenllaços de microones (Gilman, et al., 1946). Durant la dècada de 1950 es van realitzar estudis experimentals sobre la retrodispersió acústica en l'atmosfera per Kallistratova i Tatarski, però les primeres investigacions que van demostrar que es podien obtenir de forma fiable ecos fins a alçades de diversos centenars de metres van ser realitzades per McAllister, et al., (1969).

En aquest equip, l'energia acústica és generada per un transductor col·locat en el focus d'un disc parabòlic, que la reflecteix cap a l'atmosfera concentrada en un feix estret. L'energia acústica que es propaga cap a l'atmosfera es retrodispersada per les fluctuacions turbulentes de temperatura i de vent, i el mateix transductor utilitzat per emetre es fa servir com a micròfon per recollir els ecos del so dispersat. Atès que la mateixa antena s'utilitza per transmetre i rebre, el sistema és del tipus monostàtic. En els primers experiments l'única informació que es recollia era la intensitat del senyal rebut en funció de l'altura, la qual s'enregistrava en paper facsímil.

A finals dels seixanta i principis dels setanta, un grup de científics del Laboratori de Propagació d'Ones de la NOAA a Boulder, Colorado, van demostrar que els sondejadors acústics podien utilitzar-se també per a la determinació dels perfils de vent mitjançant el càlcul del desplaçament doppler produït en el so retrodispersat, així com la possibilitat pràctica de l'ús d'aquests equips per supervisar estructures d'inversió tèrmica. En aquest sentit es pot destacar el treball de Little (1969) en què es discuteix la detectabilitat de boires, núvols, pluja i neu utilitzant mètodes de sondeig acústic. Per més detalls sobre el primer desenvolupament, avenços particulars en la teoria de la dispersió i treballs experimentals en aquestes dècades es pot consultar la revisió feta per Brown i Hall (1978)

A partir d'aquestes investigacions va sorgir el desenvolupament dels equips sodar comercials. Els primers equips eren sistemes monostàtics i d'una sola antena, amb sortida de dades amb registrador tipus facsímil, com a mitjà per poder registrar la intensitat de l'eco rebut en cada sondeig en funció de l'altura. Posteriorment, el registrador es va substituir per un ordinador que permetia l'emmagatzematge d'aquesta informació i la seva impressió en paper. Poc temps després va aparèixer el primer sistema doppler comercial, capaç de determinar perfils de vent en altura i que utilitzava tres antenes per poder calcular les tres components espacials del vector vent en cada interval d'alçada.

També el 1964 van començar els primers experiments sobre els sodars bistàtics Kelton i Bricout (1964), que consisteixen en que una antena fa de transmissor i després de la dispersió en l'atmosfera una altra antena col·locada a una certa distància recull el senyal. Els dos mètodes presenten avantatges i inconvenients: el sistema triple monostàtic presenta l'avantatge que les consideracions geomètriques són mínimes, mentre que el sistema bistàtic requereix correccions geomètriques significatives. La possibilitat de situar les tres antenes en un punt augmenta la mobilitat del sistema, mentre que el sistema bistàtic requereix una línia de base de 100 a 300 m. El sistema monostàtic pot abastar grans altures per la coincidència dels feixos transmissor i receptor. D'altra banda, aquest sistema ha de disposar d'una gran protecció en les tres antenes, dues de les quals no estan situades verticalment, per la qual cosa són més susceptibles a la contaminació del soroll ambiental. Una altra important limitació d'aquest sistema monostàtic és que les seves estimacions es realitzen en tres posicions diferents de l'espai i per això es deriva una velocitat que pot ser errònia en situacions

inhomogènies, sobre terrenys complexos o en interfases terra-aigua.

Potser un dels últims avenços en aquesta matèria són els minisodars. “El germà petit” dels sodars convencionals ha arribat a fer-se un lloc en moltes aplicacions en les ciències atmosfèriques. El minisodar es diferencia principalment del sodar en quatre aspectes: 1) opera a altes freqüències; 2) és físicament petit, la qual cosa el fa fàcilment movable; 3) obté senyals fiables molt properes a terra; 4) té més resolució vertical. Com que l'atenuació del senyal creix ràpidament amb l'increment de la freqüència, el màxim rang del minisodar, amb algunes notables excepcions, està limitat per sota dels 200 m sobre la superfície. (Coulter, Moscú 1996)

## 2.2. Fonaments teòrics

La propagació del so en un medi depèn en part de les propietats del so i en part de les del medi. Si el medi és l'atmosfera i s'escull una magnitud d'aquesta lligada a la propagació del so, que quedi suficientment afectada per les propietats de propagació perquè la seva variació sigui mesurable, es tindrà un mètode de sondeig remot de l'atmosfera.

Potser, el primer que s'acut és investigar el paper de l'atmosfera en l'absorció o atenuació de la intensitat d'un feix sonor que es propaga en el seu si. Per una freqüència fixa o un estret interval de freqüències i una ona plana, el fenomen es regeix per la coneguda expressió

$$J = J_0 e^{-\alpha x} \quad (2.1)$$

on  $J$  és la intensitat del feix sonor mesurada quan el front d'ona ha traspasat un espessor  $x$  d'atmosfera, contant des d'un pla de referència sobre el qual la intensitat del feix era  $J_0$ . El fenomen és més complex del que a primer cop d'ull pot semblar, perquè el coeficient d'absorció  $\alpha$  resulta estar compost de tres contribucions

$$\alpha = \alpha_c + \alpha_m + \alpha_s \quad (2.2)$$

La primera,  $\alpha_c$ , s'anomena absorció clàssica. Es deu a dissipació d'energia en forma de calor per efecte de la viscositat de l'aire, per conducció molecular i radiació des de les zones de sobrepressió a les de depressió. És negligible en la zona d'audibilitat. El terme  $\alpha_m$  s'anomena absorció molecular i es deu a la presència del vapor d'aigua en l'atmosfera. El camp sonor excita l'energia de vibració de les molècules d'oxigen, que es fàcilment cedida a les molècules de vapor d'aigua per la quasi exacta coincidència dels nivells energètics d'ambdues classes de molècules; però el vapor d'aigua pot dissipar l'excés d'energia radiant en l'infraroig, mentre que a l'oxigen li està prohibit (Henderson i Herzfeld, 1965). Aquest terme depèn fortament de la freqüència i pot ser unes trenta vegades major que l'absorció clàssica.

El tercer terme  $\alpha_s$ , freqüentment anomenat “excés d'atenuació”, no és una absorció pròpiament dita: es deu a la dispersió o difusió de les ones sonores produïda quan en l'atmosfera existeixen heterogeneïtats en l'índex de refracció. Aquestes són creades per la turbulència, que dona lloc a fluctuacions de diverses escales en els camps de temperatura i velocitat del vent. D'aquestes dues magnituds depèn la velocitat de propagació del so. El resultat és la dispersió de l'energia sonora del feix incident en diferents direccions, inclosa la de propagació, de forma que la intensitat del feix sonor disminueix després de la difusió. Així doncs, malgrat el mecanisme sigui diferent, l'efecte és anàleg al d'una absorció. La seva quantia depèn de les condicions atmosfèriques. Pot ser nul·la en certs casos i del mateix ordre de magnitud que l'absorció molecular en altres.

La possibilitat d'aprofitar la difusió del so per estudiar l'estructura de l'atmosfera es basa en que és direccional, i l'energia difosa en determinades direccions és, encara que petita, suficient per a la seva detecció mitjançant la tecnologia actual.

### 2.2.1. Dispersió d'ones de so en un flux local amb turbulència isòtropa localment

La dispersió de les ones de so en un flux turbulent s'assembla en molts aspectes al fenomen de la dispersió de les ones electromagnètiques. La velocitat de propagació de les ones de so depèn tant de la velocitat del vent com de la temperatura, com ja s'ha dit anteriorment. Com que en un flux turbulent aquestes dues magnituds fluctuen de forma irregular, la velocitat de les ones de so és una funció aleatòria del temps i l'espai, fet que regeix la dispersió d'aquestes ones. La dispersió de les ones de so la va considerar Obukhov (1941) i després altres autors van estudiar el mateix problema. L'equació bàsica de la propagació del so en un medi mòbil es pot escriure en la forma

$$\Delta P - \frac{1}{c^2} \left( \frac{\partial}{\partial t} + u_i \frac{\partial}{\partial x_i} \right)^2 P = 0 \quad (2.3)$$

on  $P$  és el potencial de velocitats de l'ona de so,  $u_i$  són les components de la velocitat del medi, i  $c$  és la velocitat del so. En aquesta equació no es té en compte el component rotacional del camp acústic. No obstant, sota les condicions atmosfèriques, aquest component és petit comparat amb el component potencial.

Assumint que la velocitat mitjana del flux és zero, és a dir, que  $\bar{u} = \bar{u}'$  i com que les fluctuacions de velocitat són petites, comparades amb la velocitat del so, només es mantindrà els termes de  $u'/c$  elevats a exponents petits. Desenvolupant l'operador

$\left( \frac{\partial}{\partial t} + u_i \frac{\partial}{\partial x_i} \right)^2$  i tenint en compte que en l'atmosfera la quantitat  $\frac{T'}{T}$  és de l'ordre de  $u'/c$  s'obté

$$\Delta P - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} P = \frac{2\bar{u}'}{c^2} \text{grad} \frac{\partial}{\partial t} P - \frac{1}{c^2} \frac{T'}{T} \frac{\partial^2}{\partial t^2} P \quad (2.4)$$

(Des d'ara en comptes de  $\bar{T}$  i  $c(\bar{T})$  s'escriu  $T$  i  $c$ , entenent aquestes magnituds com les corresponents als valors mitjans).

Assumint que la dependència amb el temps de  $P$  ve donada pel factor  $e^{-i\omega t}$  i per tant  $P = \Pi e^{-i\omega t}$  s'obté

$$\Delta \Pi + k^2 \Pi = -2ik \frac{\bar{u}'}{c} \text{grad} \Pi + k^2 \frac{T'}{T} \Pi \quad (2.5)$$

per l'amplitud del potencial  $\Pi$ , on  $k = \omega/c$  és el nombre d'ona de l'ona de so.

Es troba una solució en forma de sèrie  $\Pi = \Pi_0 + \Pi_1 + \Pi_2 + \dots + \Pi_n$  (mètode de les pertorbacions) on  $n$  dependrà de l'aproximació en  $u'/c$  o  $T'/T$ . Així

$$\Delta \Pi_0 + k^2 \Pi_0 = 0 \quad (2.6)$$

$$\Delta \Pi_1 + k^2 \Pi_1 = -2ik \frac{\bar{u}'}{c} \text{grad} \Pi_0 + k^2 \frac{T'}{T} \Pi_0 \quad (2.7)$$

on  $\Pi_0$  representa l'amplitud de l'ona acústica incident en el volum  $V$ . Assumint que

l'ona incident és plana

$$\Pi_0 = A_0 e^{i\vec{k}\cdot\vec{r}} \quad (2.8)$$

on  $\vec{k}$  és el vector d'ona incident. Substituint en l'equació anterior s'obté

$$\Delta\Pi_1 + k^2\Pi_1 = 2k^2\left(\frac{\vec{u}'\cdot\vec{n}}{c} + \frac{T'}{2T}\right)A_0 e^{i\vec{k}\cdot\vec{r}} \quad (2.9)$$

on  $\vec{n}$  és un vector unitari en la direcció de  $\vec{k}$ .

Com es conegut, la solució de l'equació

$$\Delta u + k^2 u = f(\vec{r}) \quad (2.10)$$

és en aquest cas

$$u(\vec{r}) \approx \frac{1}{4\pi} \frac{e^{ikr}}{r} \int_V f(\vec{r}') e^{-ik\vec{m}\cdot\vec{r}'} dV' \quad (2.11)$$

on  $\vec{r}'$  és un vector variable dintre del rang del volum dispersat  $V$  i  $\vec{m}$  és un vector unitari dirigit des del centre del volum dispersat al punt d'observació.

Conseqüentment, la solució és

$$\Pi_1(\vec{r}) = -\frac{1}{4\pi} \frac{e^{ikr}}{r} \int_V 2k^2 \left[ \frac{\vec{n}\cdot\vec{u}'(\vec{r}')}{c} + \frac{T'(\vec{r}')}{2T} \right] A_0 e^{i\vec{k}\cdot\vec{r}' - ik\vec{m}\cdot\vec{r}'} dV' \quad (2.12)$$

Així  $\Pi_1(\vec{r})$  representa una ona esfèrica  $\Pi_1(\vec{r}) = Q \frac{e^{ikr}}{r}$  amb amplitud  $Q$  aleatòria i complexa

$$Q = -\frac{k^2 A_0}{2\pi} \int_V \left[ \frac{\vec{n}\cdot\vec{u}'(\vec{r}')}{c} + \frac{T'(\vec{r}')}{2T} \right] e^{ik(\vec{n}-\vec{m})\cdot\vec{r}'} dV' \quad (2.13)$$

El valor mitjà del vector densitat de flux de l'energia dispersada és igual a Landau (1959)

$$\vec{S} = \frac{\omega\rho}{2} \text{Im}(\Pi_1^* \text{grad}\Pi_1) \quad (2.14)$$

on  $\rho$  és la densitat del gas. Llavors

$$\vec{S} = \frac{\omega\rho k}{2r^2} \overline{QQ^*} \vec{m} \quad (2.15)$$

$$\vec{S} = \vec{m} \frac{\rho c k^6 A_0^2}{8\pi^2 r^2} \times \int_V \int_V \left[ \frac{n_i u'_i(\vec{r}_1)}{c} + \frac{T'(\vec{r}_1)}{2T} \right] \left[ \frac{n_k u'_k(\vec{r}_2)}{c} + \frac{T'(\vec{r}_2)}{2T} \right] e^{ik(\vec{n}-\vec{m})\cdot(\vec{r}_1-\vec{r}_2)} dV_1 dV_2 \quad (2.16)$$

S'assumeix que  $\vec{u}'(\vec{r})$  i  $T'(\vec{r})$  són homogenis i isòtrops. En aquest cas de la condició d'incompressibilitat es té que  $\vec{u}'_i(\vec{r}_1)T'(\vec{r}_2) = 0$ . En realitat en el cas de turbulència isòtropa, la quantitat  $\vec{u}'_i(\vec{r}_1)T'(\vec{r}_2)$  només pot dependre del vector  $\vec{\rho} = \vec{r}_1 - \vec{r}_2$ , i llavors té la forma  $A(\rho)\vec{\rho}$ . I ja que  $\text{div}\vec{u} = 0$  llavors  $\text{div}(A(\rho)\vec{\rho}) = 3A + \rho A'(\rho) = 0$  d'on  $A = C/\rho^3$ . I com que per  $\rho = 0$ ,  $A(\rho)\vec{\rho}$  ha de ser finit, implica que  $C = 0$ , que és el que es volia mostrar.

Conseqüentment es té

$$\begin{aligned} \vec{S} = \vec{m} \frac{\rho c k^6 A_0^2}{8\pi^2 r^2} & \left[ \frac{1}{c^2} n_i n_k \int_V \int_V \overline{u_i'(\vec{r}_1) u_k'(\vec{r}_2)} e^{ik(\vec{n}-\vec{m})\cdot(\vec{r}_1-\vec{r}_2)} dV_1 dV_2 + \right. \\ & \left. + \frac{1}{4T^2} \int_V \int_V \overline{T'(\vec{r}_1) T'(\vec{r}_2)} e^{ik(\vec{n}-\vec{m})\cdot(\vec{r}_1-\vec{r}_2)} dV_1 dV_2 \right] \end{aligned} \quad (2.17)$$

Però es pot posar  $S$  en funció de les funcions de correlació:

$$\overline{u_i'(\vec{r}_1) u_k'(\vec{r}_2)} = B_{ik}(\vec{r}_1 - \vec{r}_2) \quad (2.18)$$

és el tensor de correlació del camp de velocitats, i

$$\overline{T'(\vec{r}_1) T'(\vec{r}_2)} = B_T(\vec{r}_1 - \vec{r}_2) \quad (2.19)$$

és la funció de correlació del camp de fluctuacions de temperatures. Com que les integrals de l'equació (2.17) només depenen de  $\vec{r}_1 - \vec{r}_2$ , es pot realitzar una de les integrals fent integrals dobles sobre el volum, obtenint com a resultat

$$\vec{S} = \vec{m} \frac{\rho c k^6 A_0^2 V}{8\pi^2 r^2} \left[ \frac{1}{c^2} n_i n_k \int_V B_{ik}(\vec{r}') e^{ik(\vec{n}-\vec{m})\cdot\vec{r}'} dV' + \frac{1}{4T^2} \int_V B_T(\vec{r}') e^{ik(\vec{n}-\vec{m})\cdot\vec{r}'} dV' \right] \quad (2.20)$$

Ara s'utilitzarà la representació de les funcions de correlació en forma de integrals de Fourier següents:

$$B_T(\vec{r}) = \int \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\vec{k}\cdot\vec{r}} \Phi_T(\vec{k}) d\vec{k}, \quad (2.21)$$

$$B_{ik}(\vec{r}) = \int \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\vec{k}\cdot\vec{r}} \left( \delta_{ik} - \frac{k_i k_k}{k^2} \right) E(\vec{k}) d\vec{k}. \quad (2.22)$$

Aquí  $E(\vec{k})$  és la densitat espectral d'energia de la turbulència en l'espai dels nombres d'ona i  $\Phi_T(\vec{k})$  és la densitat espectral de les fluctuacions de la temperatura. Substituint aquestes expressions en les integrals de l'equació s'obté

$$\int_V B_{ik}(\vec{r}') e^{-i\vec{k}\cdot\vec{r}'} dV' = 8\pi^3 \overline{\left( \delta_{ik} - \frac{k_i k_k}{k^2} E(\vec{k}) \right)}, \quad (2.23)$$

$$\int_V B_T(\vec{r}') e^{-i\vec{k}\cdot\vec{r}'} dV' = 8\pi^3 \overline{\Phi(\vec{k})}, \quad (2.24)$$

on la doble barra sobre una funció denota la mitjana d'aquesta funció en una regió de l'espai dels nombres d'ona de volum  $\frac{8\pi^3}{V}$  al voltant del punt  $\vec{k}$ . Substituint aquestes expressions s'obté

$$\vec{S} = \vec{m} \frac{\pi \rho c k^6 A_0^2 V}{r^2} \left[ \frac{1}{c^2} n_i n_k \overline{\left( \delta_{ik} - \frac{k^2 (n_i - m_i)(n_k - m_k)}{k^2 (\vec{n} - \vec{m}) \cdot (\vec{n} - \vec{m})} \right) E(k(\vec{n} - \vec{m}))} + \frac{1}{4T^2} \overline{\Phi_T(k(\vec{n} - \vec{m}))} \right] \quad (2.25)$$

En el cas que el volum  $V$  sigui tan gran que la mitjana sobre la regió  $\frac{8\pi^3}{V}$  de l'espai del nombre d'ona no canviï substancialment, la mitjana de les funcions pot simplificar-se considerablement, ja que



$$n_i n_k \left( \overline{\overline{\delta_{ik} - \frac{(n_i - m_i)(n_k - m_k)}{(\vec{n} - \vec{m}) \cdot (\vec{n} - \vec{m})}}} \right) = \frac{1}{2} (1 + \vec{m} \cdot \vec{n}) \quad (2.26)$$

però com  $\vec{m} \cdot \vec{n} = \cos \varphi$  on  $\varphi$  és l'angle entre la direcció del vector  $\vec{k}$  i el vector  $\vec{r}$  (des del centre del volum dispersat al punt d'observació). Llavors  $\frac{1}{2}(1 + \vec{m} \cdot \vec{n}) = \cos^2 \frac{\varphi}{2}$  i s'obté

$$\vec{S} = \vec{m} \frac{\pi \rho c k^6 A_0^2 V \cos^2 \varphi}{r^2} \left[ \frac{1}{c^2} E(k(\vec{n} - \vec{m})) \cos^2 \frac{\varphi}{2} + \frac{1}{4T^2} \Phi(k(\vec{n} - \vec{m})) \right] \quad (2.27)$$

Com que s'està en el cas turbulència isòtropa  $E(\vec{k}) = E(k)$  i  $\Phi_T(\vec{k}) = \Phi_T(k)$ , cosa que implica que  $E(k(\vec{n} - \vec{m})) = E(2k \sin \frac{\varphi}{2})$  i  $\Phi_T(k(\vec{n} - \vec{m})) = \Phi_T(2k \sin \frac{\varphi}{2})$ . I per tant

$$\vec{S} = \vec{m} \frac{\pi \rho c k^6 A_0^2 \cos^2 \varphi}{r^2} \left[ \frac{1}{c^2} e(2k \sin \frac{\varphi}{2}) \cos^2 \frac{\varphi}{2} + \frac{1}{4T^2} \Phi_T(2k \sin \frac{\varphi}{2}) \right] \quad (2.28)$$

La dispersió es caracteritza, generalment, pel que es denomina secció eficaç efectiva ( $d\sigma$ ) de la difusió acústica, és a dir, la fracció de la potència sonora incident que les heterogeneïtats contingudes en el volum  $V$  difonen segons un angle  $\varphi$ , respecte a la direcció d'incidència, en l'interior d'un con d'angle sòlid  $d\Omega$ . Aquesta secció que evidentment té unitats d'àrea és igual a  $Sr^2 d\Omega$ . La densitat de flux de l'energia de l'ona incident  $\Pi_0 = A_0 e^{i\vec{k}\vec{r}}$  val, segons s'ha vist abans

$$\vec{S}_0 = \frac{\omega \rho}{2} \text{Im} \left( A_0 e^{-i\vec{k}\vec{r}} i\vec{k} A_0 e^{i\vec{k}\vec{r}} \right) = \frac{1}{2} \omega \rho A_0^2 \vec{k} \quad (2.29)$$

i el seu valor absolut és  $S_0 = \frac{1}{2} c \rho k^2 A_0^2$  Conseqüentment es té

$$d\sigma(\varphi) = 2\pi k^4 V \cos^2 \varphi \left[ \frac{1}{c^2} E(K) \cos^2 \frac{\varphi}{2} + \frac{1}{4T^2} \Phi(K) \right] d\Omega \quad (2.30)$$

on  $k = 2\pi/\lambda$  és el nombre d'ones,  $K = 2k \sin(\varphi/2)$ , el nombre d'ones tridimensional efectiu per difusió,  $c$ , la velocitat mitjana del so en l'atmosfera,  $T$ , la temperatura mitjana absoluta del volum difusor, i  $E(K)$  i  $\Phi(K)$ , són les densitats espectrals tridimensionals de les fluctuacions de vent i temperatura respectivament. L'expressió entre claudàtors és la densitat espectral de les fluctuacions de l'índex de refracció.

De l'expressió anterior es pot deduir que la secció eficaç efectiva dispersada segons un angle  $\varphi$  depèn només de les components espectrals de la turbulència amb nombres d'ona  $2k \sin(\varphi/2)$ . Kallistratova (1961) va fer notar que  $E(K)$  i  $\Phi(K)$  queden completament determinades per les components espectrals de la turbulència en l'escala  $\lambda' = 2\pi/K \approx \lambda/2$ , és a dir,  $\lambda' \approx 0.07$  m per un equip que, com l'utilitzat, funciona a 2300 Hz. Naturalment, l'eco només pot ser produït per variacions de temperatura i velocitat de vent al llarg del vector de posició del volum difusor respecte al transmissor.

Ara bé, la turbulència atmosfèrica amb remolins d'escala  $l \approx 0.1$  m és quasi isòtropa i homogènia i queda dintre del subdomini inercial, de manera que val la hipòtesi de semblança de Kolmogorov-Obukhov. Sota aquestes condicions, l'espectre tridimensional de turbulència admet tractament analític, resultant per la densitat espectral tridimensional de fluctuacions de temperatura amb nombre d'ones  $K$

$$\Phi(K) = 0.033C_T^2 K^{-11/3} \quad K_0 < K < K_m \quad (2.31)$$

i per la corresponent densitat espectral de la velocitat del vent

$$E(K) = 0.061C_v^2 K^{-11/3} \quad K_0 < K < K_m \quad (2.32)$$

Les magnituds  $C_T$  i  $C_v$ , anomenades paràmetres d'estructura de temperatura i vent respectivament, s'expressen en  $K \text{ cm}^{-1/3}$  i  $\text{cm}^{2/3} \text{ s}^{-1}$  i mesuren la intensitat de les respectives fluctuacions. Els valors  $K$  estan expressats en  $\text{cm}^{-1}$   $k_0 = 2\pi/l_0$ . on  $l_0$  és l'escala exterior de la turbulència, i  $k_m = 2\pi/l_m$  on  $l_m$  és el valor límit de microescala per sota del qual la viscositat produeix un abrupte descens en la densitat espectral.

Els paràmetres d'estructura  $C_T$  i  $C_v$  es poden obtenir respectivament a partir de les funcions d'estructura dels camps de temperatura i vent

$$D_T = \langle [T(\vec{r}_1) - T(\vec{r}_2)]^2 \rangle \quad (2.33)$$

$$D_v = \langle [v(\vec{r}_1) - v(\vec{r}_2)]^2 \rangle \quad (2.34)$$

essent  $\vec{r}_1$  i  $\vec{r}_2$  els vectors de posició de dos punts 1 i 2. Les funcions  $D_T$  i  $D_v$  en el subdomini inercial només depenen de la distància  $|\vec{r}_1 - \vec{r}_2|$  segons la "Llei dels 2/3" tal que

$$D_T = \langle [T(\vec{r}_1) - T(\vec{r}_2)]^2 \rangle \quad (2.35)$$

$$D_v = \langle [v(\vec{r}_1) - v(\vec{r}_2)]^2 \rangle \quad (2.36)$$

amb  $l_0 < |\vec{r}_1 - \vec{r}_2| < l_m$ .

Substituint en l'equació de la secció eficaç efectiva, es té que

$$d\sigma(\varphi) = 0.030k^{1/3}V \cos^2 \varphi \left[ \frac{C_v^2}{c^2} \cos^2 \frac{\varphi}{2} + 0.13 \frac{C_T^2}{T^2} \right] (\sin \frac{\varphi}{2})^{-11/3} d\Omega \quad (2.37)$$

En l'atmosfera prop del terra, les quantitats  $C_T/T$  i  $C_v/c$  són del mateix ordre de magnitud, i per tant les fluctuacions de temperatura i vent produeixen aproximadament la mateixa contribució a la dispersió del so en l'atmosfera. Els resultats de la investigació experimental realitzada per Kallistratova (1959) van concordar satisfactòriament amb aquesta equació. Es pot observar també que la secció eficaç efectiva és poc sensible a la longitud d'ona ( $d\sigma \propto \lambda^{-1/3}$ ) i que depèn fortament de l'angle:

1) és màxima en la direcció del raig sonor en virtut del terme  $(\sin(\varphi/2))^{-11/3}$ ;

2) és nul·la per  $\varphi = \pi/2$  ;

3) la retrodifusió d'energia ( $\varphi = \pi$ ) depèn exclusivament de l'estructura tèrmica.

Com es veurà més endavant, aquesta última conclusió és fonamental en el projecte de sistemes sodar.

## Capítol 3

# *Descripció i característiques de l'equip sodar sensitron*

SENSITRON AB va ser fundat el 1976 pel mateix grup experimentat de gent que el 1969 van desenvolupar amb èxit el primer sistema sodar en Europa al Swedish National Defence & Research Institute (FOA). Un esforç continuat per refinar i millorar el sistema va fer possible que Sensitron oferís un dels millors i versàtils sistemes sodar-doppler disponibles en el mercat.

El sistema Sensitron model 325 proporciona de forma contínua important informació sobre les condicions atmosfèriques en un rang d'altures d'entre 25 a 1000 m. Aquesta informació es pot presentar en pantalla a color, gràfics impresos o esquemes.

Les facetes del sistema de sodar Sensitron són

- prediccions en dispersió de contaminants
- millores en la previsió del temps
- prediccions d'aixecament de la boira
- alertes de cisalla en aeroports
- estudis de seguretat en centrals nuclears
- guia de prospeccions en energia eòlica
- guia de recerques meteorològiques

El sodar-doppler Sensitron es capaç de mesurar:

- perfils de vent de forma continua
- perfils d'estructura turbulenta també de forma continua
- intensitat, direcció i cisalla del vent
- *low level jet* (velocitat i direcció)
- el cim de núvols baixos
- el cim de la boira
- l'alçada de la capa de barreja
- capes estables elevades
- els plomalls tèrmics de nivell baix
- les brises de mar i de terra
- els vents catabàtics
- els vents de vall i de muntanya
- difusió en terrenys complexos

D'altra banda el sodar pot presentar-se com a part integral de grans sistemes de recerca meteorològica o en sistemes de previsió de contaminació.

### 3.1. Disseny del sistema

El sistema sodar Sensitron utilitza tres antenes orientades en diferents direccions, dues inclinades i una vertical, treballant seqüencialment. Un curt i potent pols sonor s'envia des de cada antena que actua com a transmissor i receptor (sodar trimonostàtic). Les dues inclinades proporcionen les components ortogonals del vent i la vertical proporciona la component vertical del vent i l'estructura tèrmica de la baixa atmosfera. El microprocessador controla els processos de transmissió i recepció i proporciona les mesures digitals al computador. El programari calcula automàticament el mòdul i la direcció del vent i l'estructura tèrmica a les diferents altures en temps real.

La velocitat del vent es determina comparant la freqüència del senyal transmès amb la freqüència derivada per l'efecte Doppler, rebuda com a eco del primer senyal. Tenint en compte la dependència amb el temps de l'eco, assumint constant la velocitat de propagació del so, el sistema adjudica cada eco a una certa altura.

Simultàniament a la determinació del vent, l'antena vertical detecta la magnitud de l'eco. Aquesta magnitud correspon a la intensitat del gradient tèrmic a petita escala en l'aire sobre l'antena i s'utilitza com indicador de regions on s'intensifiquen les fluctuacions de temperatura.

En principi hi haurà energia retrodifosa en un ample rang de freqüències dintre del ventall sònic. Si la freqüència d'emissió és gran queda limitat l'abast vertical, tot i que es guanya en precisió. I si la freqüència és baixa llavors augmenta l'abast vertical però es perd en precisió. La influència del soroll de fons en el rang de baixa freqüència també s'haurà de considerar. Aquests factors indueixen a escollir una freqüència al voltant dels 2 kHz com a millor compromís. Amb aquesta freqüència, es poden detectar ecos per sota dels 1000 m d'altura.

El sodar Sensitron està dotat d'una sèrie de filtres dissenyats per incrementar la sensibilitat i la precisió. Els filtres estan controlats pel microprocessador i permeten operar el sistema en àrees de gran soroll ambiental com aeroports o d'altres. El sistema reconeix automàticament el nivell i la qualitat dels senyals d'eco. Aquesta discriminació és important per al correcte càlcul dels valors de vent, ja que les pertorbacions ambientals contenen freqüències que d'altra forma influïrien en els resultats.

### 3.2. Teoria bàsica del sistema sodar

Utilitzant la teoria de l'efecte Doppler s'obtenen relacions molt simples que permeten calcular les components de la velocitat del vent al llarg de l'eix de l'antena a varies altures. La velocitat d'una certa partícula d'aire es pot determinar a partir de la comparació de les freqüències dels senyals d'anada i tornada.

S'anomena  $f_T$  a la freqüència del pols de so transmès i s'assumeix que aquest senyal xoca i es retrodifon amb partícules d'aire que es mouen amb una velocitat radial  $V_r$  al llarg del feix. Llavors la freqüència del senyal rebut a l'antena  $f_R$  ve donat per l'expressió

$$f_R = f_T (1 + V_r / c) / (1 - V_r / c) \quad (3.1)$$

on  $c$  és una constant, la velocitat del so en l'aire (aproximadament 340 m/s). L'equació es pot rescriure com

$$f_R = f_T (1 + V_r / c)(1 + V_r / c) / (1 - (V_r / c)^2) \quad (3.2)$$

$$f_R = f_T (1 + 2 V_r / c + (V_r / c)^2) / (1 - (V_r / c)^2) \quad (3.3)$$

Menyspreant els termes de segon ordre s'obté

$$f_R = f_T (1 + 2V_r / c) \quad (3.4)$$

Aquesta simplificació és vàlida assumint que  $c \gg V_r$ , que és el més normal. L'efecte Doppler es defineix com

$$\Delta f = f_R - f_T = 2V_r f_T / c \quad (3.5)$$

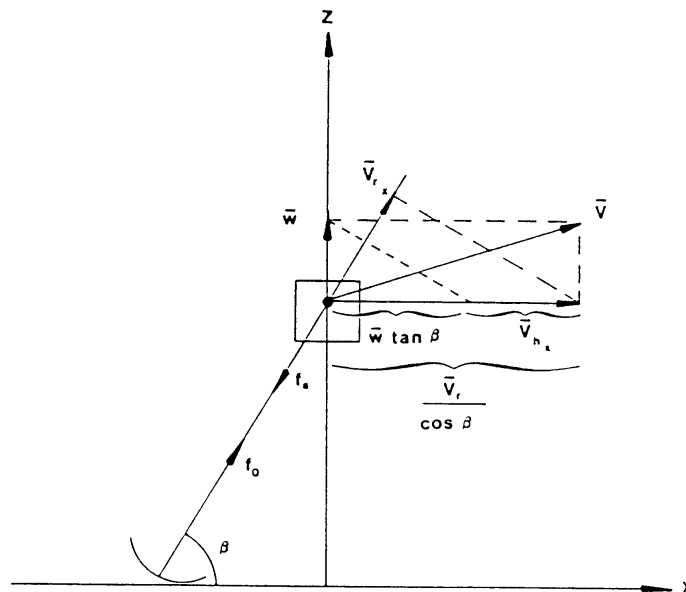
i per tant

$$V_r = c/2(\Delta f / f_T) \quad (3.6)$$

### 3.2.1. Càlcul de les components del vent

El sodar Sensitron mesura les tres components de la velocitat del vent ( $u, v, w$ ) amb les corresponents antenes ( $u, v, w$ ). Hi ha una antena amb l'eix vertical ( $w$ ) i les altres dues estan inclinades 30 graus respecte la vertical i orientades ortogonalment entre elles, normalment al nord i a l'est.

Per aconseguir les components horitzontals del vent de les antenes  $u$  i  $v$  s'ha de tenir en compte el seu angle respecte el terra en el càlcul. A la figura 3.1 es representa un esquema de la geometria d'aquestes antenes per realitzar el càlcul.



**Figura 3.1:** Esquema de la geometria del sistema (volum dispersador) necessari per determinar les components de la velocitat del vent horitzontal en un camp tridimensional.

Segons l'esquema s'obté

$$V_{hx} = V_{rx} / \cos \beta - w \operatorname{tg} \beta \quad (3.7)$$

$$V_{hy} = V_{ry} / \cos \beta - w \operatorname{tg} \beta \quad (3.8)$$

on  $\beta$  és l'angle entre el pla horitzontal i l'eix de l'antena ( $60^\circ$ ),  $w$  és la velocitat mitjana vertical (mesurada per l'antena vertical,  $w$ ),  $V_{rx}$  és la velocitat mitjana radial en la direcció  $x$  (antena  $u$ ),  $V_{ry}$  és la velocitat mitjana radial en la direcció  $y$  (antena  $v$ ),  $V_{hx}$  és la velocitat mitjana horitzontal en la direcció  $x$  i  $V_{hy}$  és la velocitat mitjana horitzontal en la direcció  $y$ .

El mòdul del vent horitzontal  $V_h$  i la direcció  $\phi$  es determinen a partir de

$$V_h = (V_{hx}^2 + V_{hy}^2)^{1/2} \quad (3.9)$$

$$\operatorname{tg} \phi = V_{hx} / V_{hy} \quad (3.10)$$

La component vertical s'obté directament de l'antena vertical en la forma

$$w = c/2(f_R - f_T) / f_R \quad (3.11)$$

Per tots aquests càlculs se suposa que hi ha homogeneïtat horitzontal en la distància equivalent a la separació del feix sonor corresponent a les tres antenes a la altura considerada.

La separació augmenta amb l'altura al mateix temps que l'energia retrodifosa va disminuint. És per aquest motiu que per tenir valors representatius del vector vent, el temps d'integració del senyal ha de ser força gran.

### 3.2.2. Especificacions tècniques

Les especificacions tècniques del sodar són les següents:

Freqüència del pols	2300 Hz
Potència del pols	350 W
Longitud del pols (a triar)	30 a 290 ms
Raó de repetició del pols	1 per 2 s a 1 per 7 s
Rang del sondeig (a triar)	25 a 1000 m
Ampla de banda rebut	+/- 150 Hz

#### **Rang de velocitats del vent**

Velocitat vertical	+/- 0.2 m/s fins a 1100 cm/s
Components $u$ i $v$ a $60^\circ$ d'elevació	+/- 0.2 m/s fins a 22 m/s
Resultant horitzontal	0.2 m/s fins a 31 m/s
Resolució d'alçada	5 a 50 m
Precisió	
Velocitat horitzontal	0.2 m/s o millor
Direcció del vent	+/- $5^\circ$ o millor
Velocitat vertical	10 cm/s o millor
Temps d'integració	2 a 90 min en passos d'un min

### 3.3. Maquinari del sistema sodar

El sodar Sensitron consisteix en un sistema Local i un sistema de Presentació. El sistema Local consta de tres antenes característiques, la unitat de transmissió/recepció (*transceiver*) i un sistema integrat local de computador amb un programari especial per a la presentació de les dades i per controlar el sistema i finalment un monitor per

presentar les dades per pantalla. Opcionalment pot oferir una impressora i un dispositiu de facsímil.

Amb un mòdem també opcional el sistema Local, mitjançant la línia telefònica o bé via ràdio, es comunica amb el sistema de Presentació. Aquest sistema consta d'un ordinador amb programari especial que permet veure les dades "on line" a distància.

El *transceiver* conté unes subunitats de transmissió i recepció per sondeigs monostàtics controlades per un interruptor que les activa i desactiva automàticament, un generador de polsos sònics, detectors de la variació doppler del senyal i de la intensitat d'eco i està equipat amb una sèrie de sortides digitals de les dades font.

El transmissor genera un pols de freqüència 2300 Hz. El pols s'amplifica en l'amplificador i s'envia per cable a l'altaveu que hi ha a l'antena des d'on s'emet a l'atmosfera.

Durant la recepció, que té lloc immediatament després de la transmissió, l'antena actua ara com a micròfon, rep els ecos deguts a les fluctuacions de temperatura de les masses d'aire. Aquest dèbil eco s'amplifica i entra en la unitat de processament on es filtra, se li aplica una correcció de distància per descobrir el nivell de procedència, es limita la banda i es detecta.

Per evitar la intoxicació de les observacions a causa del soroll de fons, tot i que el senyal es filtra i el feix sonor està fortament focalitzat, la unitat està proveïda d'un analitzador de senyals de fons. Aquest dispositiu compara els ecos amb un nivell de fons i només considera ecos certs aquells que sobrepassen el nombre preajustat.

El sodar Sensitron model 325, que és amb el que es treballarà, disposa de 4 modes d'operar que es presenten a continuació:

#### **Modes operatius**

Mode	1	2	3	4
Repetició del pols cicles (s)	2	4	4	7
Longitud del pols (ms)	30	60	150	290
Rang d'alçada (m)	25-200	25-400	50-500	50-1000
Resolució en alçada (m)	5	10	25	50

El sistema de Presentació pot proporcionar informació sobre:

- mòdul i direcció de la velocitat del vent tant, vertical com horitzontal
- estructura de la temperatura (intensitat dels ecos) presentat en gràfics a color
- desviació estàndard del mòdul i direcció de les velocitats anteriors
- gràfics i resums estadístics de les dades anteriors.

### **3.4. Interpretació dels registres d'intensitat d'eco del sodar**

En la història de la física els avenços en la capacitat d'observació han revelat molt sovint l'augment de la complexitat de processos que amb anterioritat es creia que eren més simples. Aquest comportament també s'ha donat en l'aplicació dels sodars a l'atmosfera real. Malgrat que l'estudi amb sodars en l'última dècada ha aportat llum sobre moltes característiques atmosfèriques, encara queden molts fenòmens per comprendre, particularment en la capa fronterera nocturna.

En el cas del sodar monostàtic ( $\pi = 0$ ), com s'ha vist anteriorment en aquest capítol, l'expressió de la potència retrodifosa per unitat de volum i angle sòlid és

$$\sigma_{\pi} = 0.007 \left( \frac{C_T}{T} \right)^2 \lambda^{-1/3} \quad (3.12)$$

de forma que, com s'ha dit, només les fluctuacions tèrmiques influeixen en la retrodifusió. D'altra banda, segons l'expressió (2.31), únicament contribueix a  $\Phi$  la densitat espectral corresponent a un nombre d'ona  $K$ , és a dir, amb l'equip considerat, a una semilongitud d'ona d'aproximadament 7 cm. Pel paràmetre d'estructura tèrmica  $C_T$  en l'atmosfera, Tatarski (1961) va obtenir l'expressió

$$C_T^2 = \alpha^2 l_0^{4/3} \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)^2 \quad (3.13)$$

on  $\alpha$  és un coeficient adimensional,  $\theta$  és la temperatura potencial,  $z$  l'altura i  $l_0$  és l'escala exterior de la turbulència. Posant el valor de  $C_T$  en l'equació de la secció eficaç resulta

$$\sigma_\pi = 0.007 \left( \frac{\alpha}{T} \right)^2 l_0^{4/3} \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)^2 \lambda^{-1/3} \quad (3.14)$$

segons la qual es produiran ecos sempre que  $\frac{\partial \theta}{\partial z} \neq 0$  és a dir, sempre que l'estratificació no sigui indiferent, i seran més intensos com major sigui  $l_0$  a igualtat de les altres variables. Per estratificació inestable o indiferent,  $l_0$  és probablement gran.

En el primer cas,  $\sigma_\pi$  pot ser gran: els ecos rebuts, per tant, seran normalment

intensos. Un exemple típic d'aquesta classe d'ecos correspon a la convecció espontània. L'aire s'escalfa en contacte amb certes àrees del sòl que per la seva natura o situació estan més escalfades que la resta. Sota aquestes condicions es forma continuadament una bombolla d'aire, i la diferència de densitat amb el seu entorn arriba a ser suficient perquè s'enlaira i segueixi el seu ascens fins un nivell d'equilibri que correspondria a la igualació de densitat amb l'ambient.

Però es conegut que en el seu ascens la bombolla pateix certa erosió a les seves parets per part de l'aire ambient, porcions apreciables del qual són arrossegades amb ella. En les superfícies en què aquesta erosió té lloc existeix un gradient apreciable de temperatura potencial així com cisalla de velocitat vertical. Aquestes superfícies produeixen ecos, ja que en la seva proximitat es donen les condicions requerides per originar fluctuacions de temperatura en petita escala, i essent essencialment verticals, també ho serà el corresponent traç en el registre.

No obstant el nucli de la bombolla ascendent, al qual no arriba a afectar la barreja, evoluciona sensiblement segons una adiabàtica seca, i no hi ha per tant en aquest nucli cap causa que limiti l'escala de la turbulència; aquesta serà en general enterament aleatòria, i només una petita fracció de la funció d'estructura tèrmica correspondrà a la semilongitud d'ona del sondador.

Així doncs, els ecos verticals, els traços dels quals tenen típicament forma de punta de llança, no representen l'abast vertical de la convecció, sinó la part de l'ascens en què la barreja a petita escala és activa, és a dir, la regió on el gradient vertical de temperatura és superadiabàtic. Per sobre d'aquesta regió superadiabàtica se'n troba una altra essencialment adiabàtica com correspon a convecció que ha actuat durant cert temps tendint a uniformar la temperatura potencial de l'atmosfera. En aquesta regió la secció eficaç serà nul·la per ésser l'estratificació indiferent, i per tant no hi haurà ecos.

En el cas d'estratificació estable predomina la barreja a petita escala,  $l_0$  és petit i l'equació (3.14) resulta inconcloent respecte al valor de  $\sigma_\pi$ . Ara bé, en el subdomini



inercial resulta

$$\Phi(K) \propto n_0^{2/3} K^{-5/3} \quad (3.15)$$

on  $v$  és la varianza de les fluctuacions de temperatura i  $n_0 = \frac{2\pi}{l_0}$ ; amb això es pot escriure

$$\sigma_\pi = B \frac{v}{T^2} (l_0^2 \lambda)^{-1/3} \quad (3.16)$$

on  $B$  és constant. La potència retrodifosa augmenta quan  $l_0$  decreix a igualtat de  $v$ . D'altra banda, aquesta és diferent de zero quan existeix un gradient de temperatura potencial i es crea, convectiva o mecànicament turbulència. És conegut que la base de la inversió constitueix un fort impediment per als moviments verticals, obligant a les partícules que l'han superat a descendir novament per raó de densitat. L'efecte és més gran com més abrupta és la inversió, i per tant en la seva base hi deu haver importants fluctuacions de la temperatura a petita escala, ja que la turbulència està fortament limitada per l'estabilitat d'estratificació. Conseqüentment, la base d'una inversió deu produir marcats ecos en el registre del sodar i més com més abrupta és la inversió. Quelcom semblant deu succeir en el seu cim amb les partícules descendents que la penetren; per tant, també el cim de la inversió deu donar ecos ben definits. Però, ja que el moviment vertical està molt obstaculitzat dintre de la inversió, qualsevol agitació turbulenta, com pot ser el vent horitzontal, afavorirà l'existència d'una funció d'estructura a petita escala i, com a conseqüència, l'existència d'ecos en tot l'espessor de la inversió i no només en la seva base i en el seu cim. Com que les superfícies al llarg de les quals es produeixen fluctuacions de temperatura són essencialment horitzontals, també ho són els traços que en el registre del sodar corresponen a inversions o capes estables. Cal assenyalar el caràcter generalment ondulat de les inversions, que acostuma a indicar l'existència de cisalla del vent amb producció de les ones de Kelvin-Helmholtz.

La interpretació dels registres de intensitat d'eco donats pel sodar no és de cap forma trivial ni immediata com pot ser-ho la de les variables meteorològiques clàssiques. Alguns dels fenòmens registrats no han estat satisfactòriament explicats fins al moment o ho han estat només de forma provisional. Abans d'aventurar-se a la interpretació cal familiaritzar-se plenament, no només amb l'instrument i totes les possibilitats que ofereix, sinó també amb les característiques pròpies del lloc on s'ha instal·lat.

En el cas que ens ocupa és un lloc rural, per tant:

- a) No s'espera trobar contaminació en les freqüències per part del soroll ambient.
- b) Es troba ubicat relativament a la vora del mar, aproximadament a 6 km en línia recta, per tant sotmès a l'efecte de la brisa.
- c) És allunyat de la ciutat, de manera que no s'espera trobar l'efecte d'illa tèrmica.
- d) També està relativament a la vora de les zones industrials situades en el Camp de Tarragona, de forma que s'haurà de tenir en compte la diferència entre el registre corresponent a la convecció tèrmica i el corresponent a un plomall calent procedent d'una xemeneia industrial.

Després d'un estudi acurat del lloc on s'ha instal·lat el sodar, s'han d'ajustar les prestacions de l'aparell (temps d'integració, mode de treball, escala de colors de la intensitat d'eco) a les característiques pròpies del lloc.

En aquest cas el temps d'integració habitual va ser de 20 min tret del principi que el temps va ser de 30 min, també va estar un temps funcionant a 15 min i alguns dies

a 5 min, a fi de poder detectar amb fiabilitat els pics convectius.

El mode de treball va ser bàsicament el 4, excepte alguns mesos que va estar en mode 3 i durant les campanyes experimentals nocturnes en mode 2.

Cal remarcar com fet molt important que disposar de dades meteorològiques del lloc en qüestió és un complement indispensable per a la interpretació de la intensitat d'eco quan es comença. I quan ja es té experiència és de gran ajuda per poder classificar dubtes en l'explicació dels fenòmens atmosfèrics estudiats .

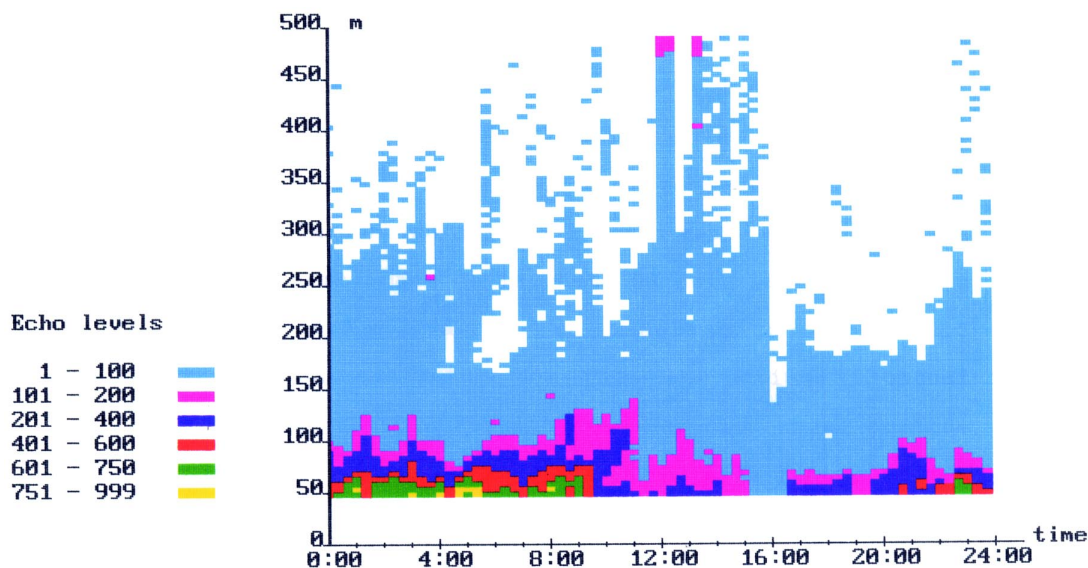
L'energia retrodifosa per les fluctuacions tèrmiques queda plasmada en els registres subministrats pel sodar en diferents colors corresponents a diferents intensitats d'eco. Als valors màxim i mínim d'intensitat d'eco se'ls assignen els nombres 999 i 1 i la relació entre ells i la gamma de colors es pot observar a les figures que es presenten, ja que es pot variar a voluntat segons convingui. La diferent disposició dels colors a les gràfiques ens donarà informació sobre les estructures de tipus tèrmic i turbulent que s'estableixen a la capa fronterera atmosfèrica: inversions de temperatura de caràcter radiatiu (estratificació estable) i la seva destrucció, convecció tèrmica (estratificació inestable), mescla activa (estratificació indiferent), capes estables elevades (destrucció de la inversió, brisa de mar i adveccions en general). El coneixement i la identificació d'aquestes estructures és essencial en tots els problemes relacionats amb la difusió de contaminants.

A continuació es comentaran cadascuna de les estructures identificades:

- Inversions de radiació: Després de la posta de sol la superfície terrestre no rep irradiància solar però sí que emet irradiància en ona llarga (Llei de Boltzman). Aquest fet fa que el sòl i l'aire que hi ha en contacte amb ell es vagin refredant més ràpidament que l'aire que hi ha per sobre. D'aquesta forma s'obté un augment de la temperatura amb l'altura i per tant una capa estable, llavors el contrast tèrmic, que és més acusat en les proximitats de la superfície, queda reflectit en colors corresponents a retorn d'eco intens, groc, verd i vermell. A mesura que augmenta l'altura la inversió es debilita o desapareix i llavors es té una capa residual amb estratificació neutral o indiferent que queda plasmada en colors magenta o cian que indica una dèbil intensitat d'energia retrodifosa.

- Destrucció de la inversió: Quan surt el sol i comença l'escalfament de la superfície terrestre, la inversió es va trencant per la capa més propera al terra, establint-se un gradient adiabàtic (estratificació indiferent) o, en el cas d'un gran escalfament, un gradient superadiabàtic que correspon a l'inici de la convecció (estratificació inestable). En ambdós casos es té una capa estable elevada que té el seu origen en l'erosió de la inversió. En el primer cas s'observa com la capa de colors corresponents a intens retorn s'eleva i queden per sota colors corresponents a retorns més dèbils que identifiquen l'estratificació indiferent. En el segon cas, quan hi ha una convecció inicial intensa que normalment va associada a inversions dèbils, l'elevació d'aquesta capa es fa a vegades imperceptible per la seva ràpida erosió.

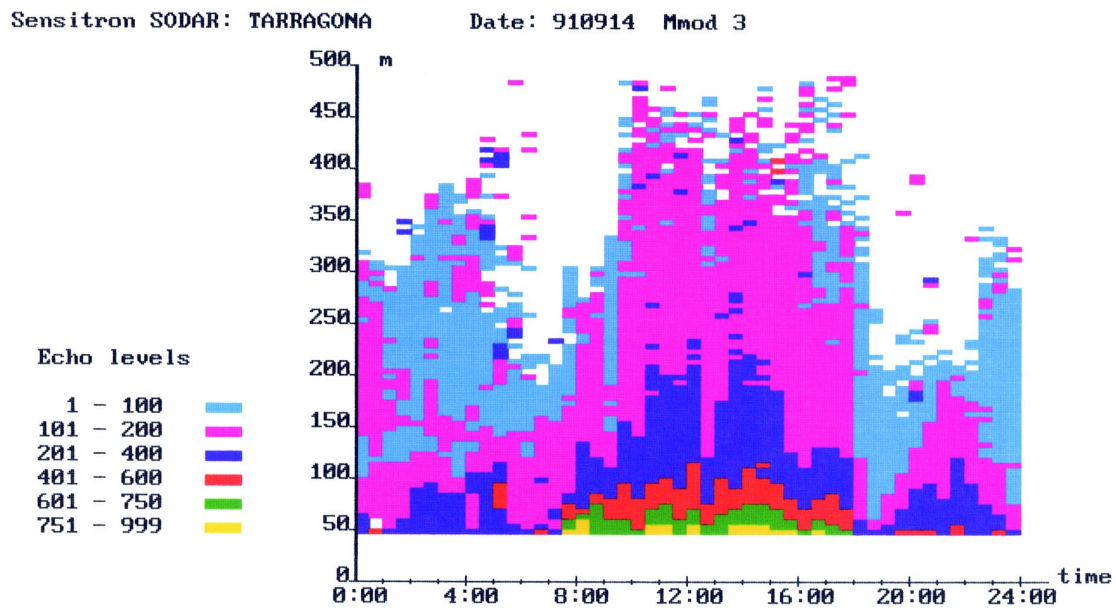
Les figura 3.2 corresponent al dia 5 de gener de 1992 mostra un exemple d'inversió de radiació i la seva posterior destrucció. L'erosió comença després de la sortida del sol (a les 07h 22min) per les capes més baixes donant lloc a una capa estable elevada. A la figura ve representat pel color lila sobre el magenta. La durada de la inversió, que comença el dia 4 i es destrueix el dia 5, és de més de 13 hores.



**Figura 3.2:** Registre sodar del 5/1/1992. Exemple de inversió de radiació i la seva posterior erosió.

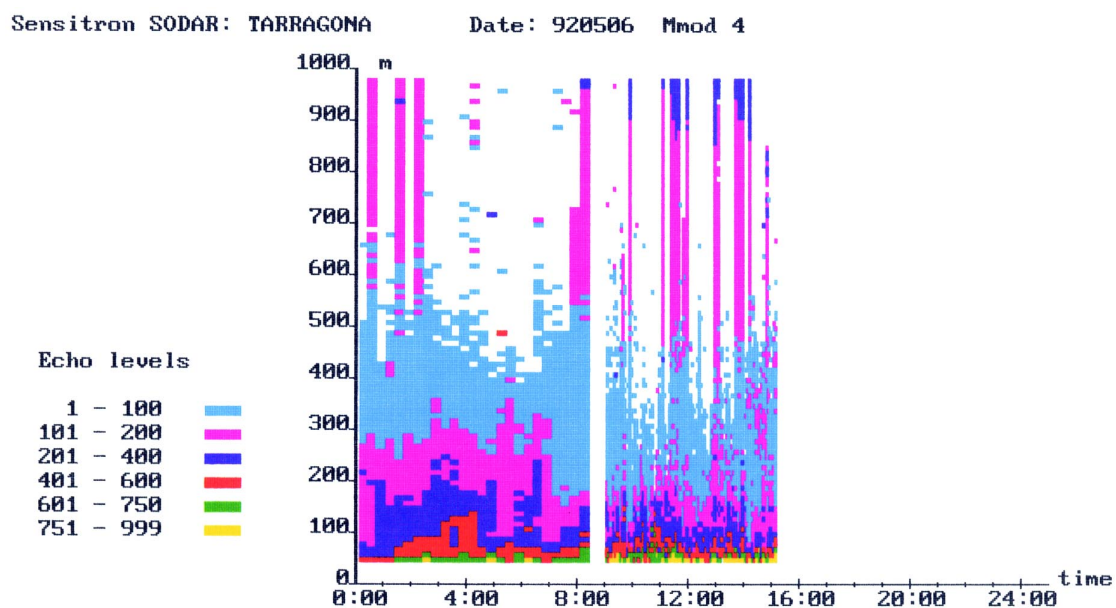
- Convecció: Quan la irradiància solar que arriba al sòl és intensa, es desenvolupa la convecció tèrmica, és a dir, aire calent ascendent creant una estructura d'inestabilitat en les capes baixes i que es reflecteix en capes de retorn d'eco intens a la part més inferior que van debilitant-se amb l'altura igual que l'estructura d'inestabilitat. Si s'observa més acuradament aquesta estructura, reduint el període d'integració de la informació rebuda, es pot identificar una estructura vertical en forma de puntes de llança, com s'ha comentat anteriorment, que anomenem pics convectius. Aquests corresponen a partícules d'aire que ascendeixen fins a assolir el nivell d'equilibri. El contrast tèrmic es visualitza en pics de colors lligats a retorns d'eco intensos. Per damunt d'aquesta capa se'n troba una altra essencialment adiabàtica on la convecció i la mescla activa han actuat durant un cert temps, la qual cosa, es tradueix en colors corresponents a retorns d'eco dèbils.

L'estudi més detallat d'aquests pics convectius, conjuntament amb mesures *in situ*, ens permetrà estimar la velocitat de convecció  $w_*$  i l'alçada de la capa de mescla. La figura 3.3, que visualitza el dia 14-9-91, és un exemple clar d'estructura convectiva. La convecció es posa de manifest dues hores després de la sortida del sol i acaba també aproximadament a les 18 h, una hora abans de la posta de sol.



**Figura 3.3:** Registre sodar del 14/IX/1991. Exemple d'estructura convectiva.

La figura 3.4, que pertany al dia 6-5-92, mostra també un exemple de convecció, però en aquest cas amb estructura de pics convectius. L'estudi detallat ha estat possible reduint considerablement el període d'integració; s'ha passat de 20 a 5 minuts. A la figura es pot apreciar notablement el canvi en la precisió.

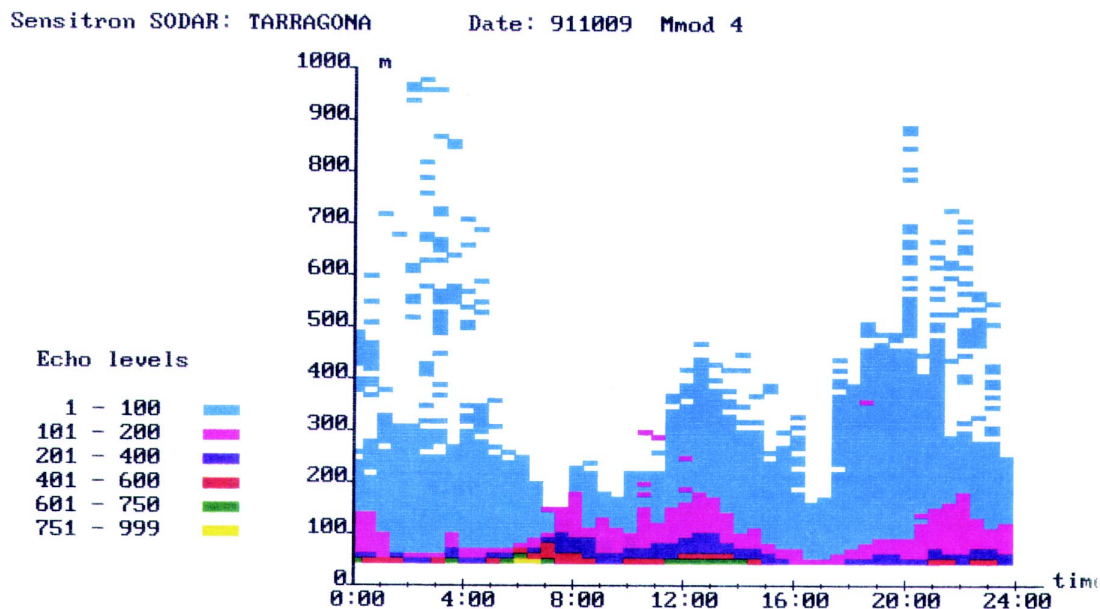


**Figura 3.4:** Registre sodar del 6/V/1992. Exemple d'estructura convectiva en la que es poden observar els pics convectius gràcies a la reducció del període d'integració.

- Estratificació indiferent: Aquesta estructura és típica en les següents situacions:
  - a) A la posta de sol, quan ja no hi ha convecció, però la mescla deguda a la turbulència d'origen tèrmic encara és activa.
  - b) En les situacions de fort vent que donen evidentment una mescla molt intensa, en aquest cas d'origen mecànic.
  - c) Després de la sortida del sol, encara que no de forma tan patent com a la posta,

ja que la mescla en aquest cas no és tan activa.

La figura 3.5, corresponent al dia 9-10-91, és un exemple d'estratificació indiferent després de la sortida del sol i a la posta. La figura 3.6, que pertany al dia 21-12-91, és una mostra de situació de forts vents on es pot observar precisament la inexistència d'estructures d'ecos per causa de la barreja intensa. Per confirmar-ho s'ha afegit el camp de vents subministrat directament pel sodar.

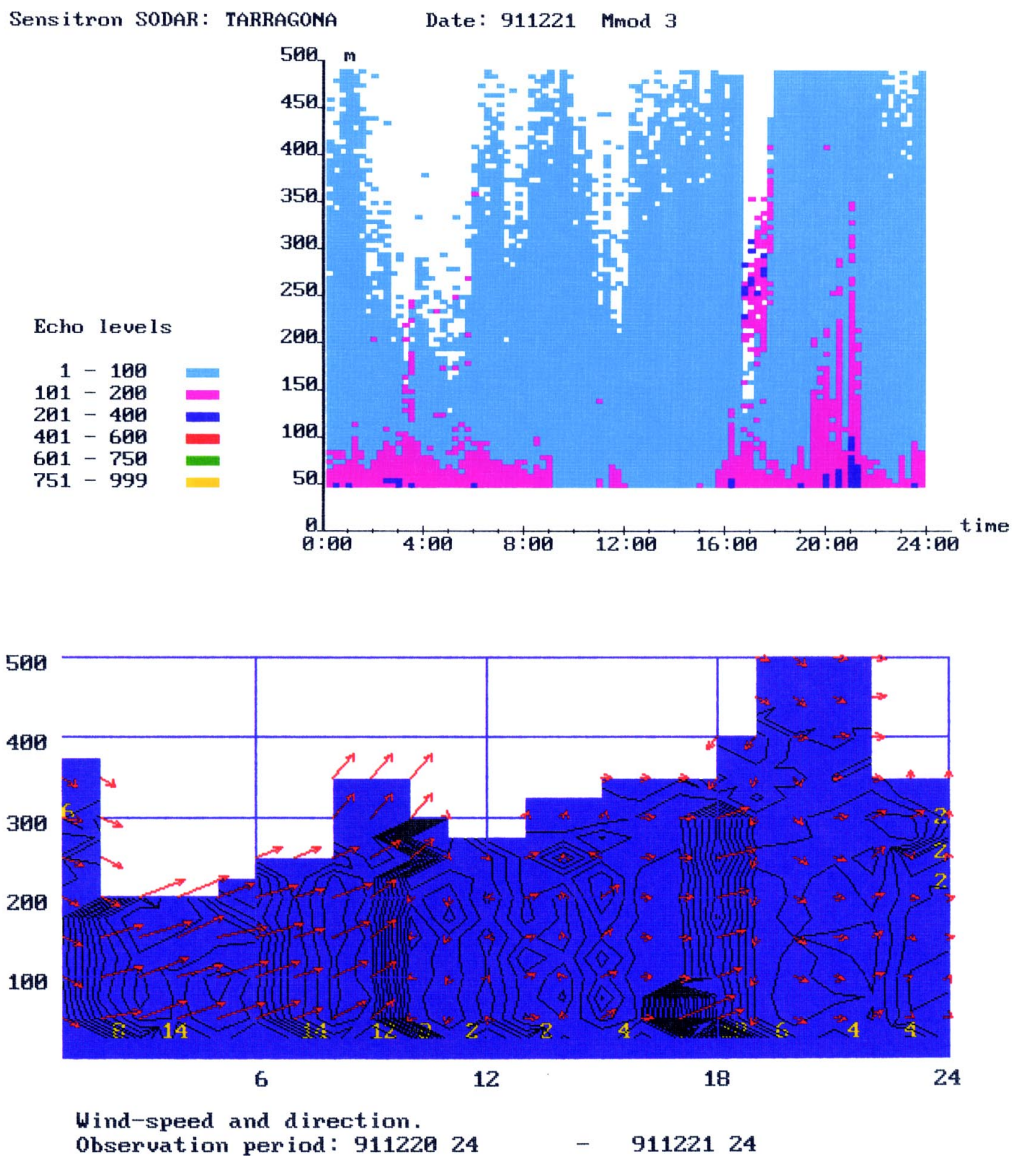


**Figura 3.5:** Registre sodar del 9/X/1991. Exemple d'estratificació indiferent, sobre tot, a la posta del sol.

- Capas estables elevades: Dintre d'aquest apartat s'inclouen els següents subapartats :

a) Trencament d'una inversió de caràcter radiatiu que s'ha comentat abans seguint l'ordre cronològic.

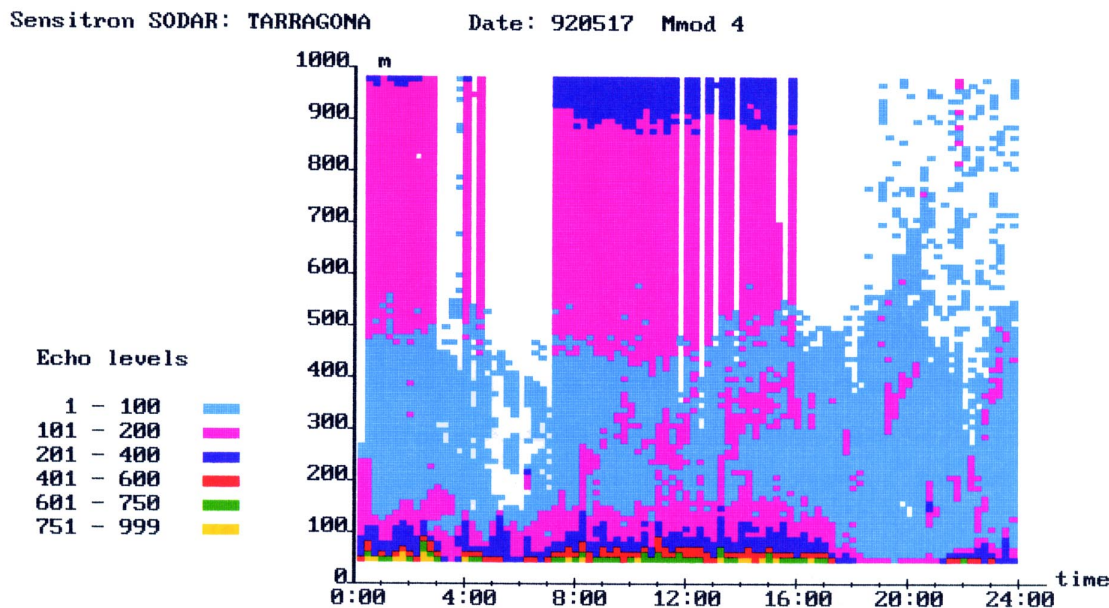
b) La brisa marina: aquest conegut fenomen es produeix a la costa i a les seves proximitats durant els dies sense núvols, amb forta insolació i amb vent dèbil a gran escala. L'origen del fenomen és que la terra adjacent al mar i amb menor capacitat calorífica s'escalfa més ràpidament que el mar, engendrant una diferència de temperatura entre l'aire més calent procedent de la terra i l'aire més fred i humit procedent del mar. Aquest contrast tèrmic entre les dues capes queda reflectit en un canvi de color lligat a retorn d'eco més intensos en altura.



**Figura 3.6:** Registre sodar del 21/XII/1991. Exemple d'una situació amb forts vents, que desarticula les típiques estructures d'ecos, acompanyada del camp de vents que subministrat pel mateix equip.

c) Adveccions : quan les situacions a mesoescala o a escala sinòptica produeixen adveccions d'aire (transport per moviment horitzontal de l'aire), és a dir, entra aire de característiques molt diferents a l'anterior, entre elles la temperatura, obtenint un contrast tèrmic que queda reflectit en un canvi en la intensitat d'eco i per tant es passa a colors més intensos. Dintre de les adveccions, la brisa podria ser una advecció freda, però en aquest cas induïda per la pròpia distribució de temperatures. A la figura 3.7, que pertany al dia 17-5-92, es mostra un exemple de capa elevada produïda per

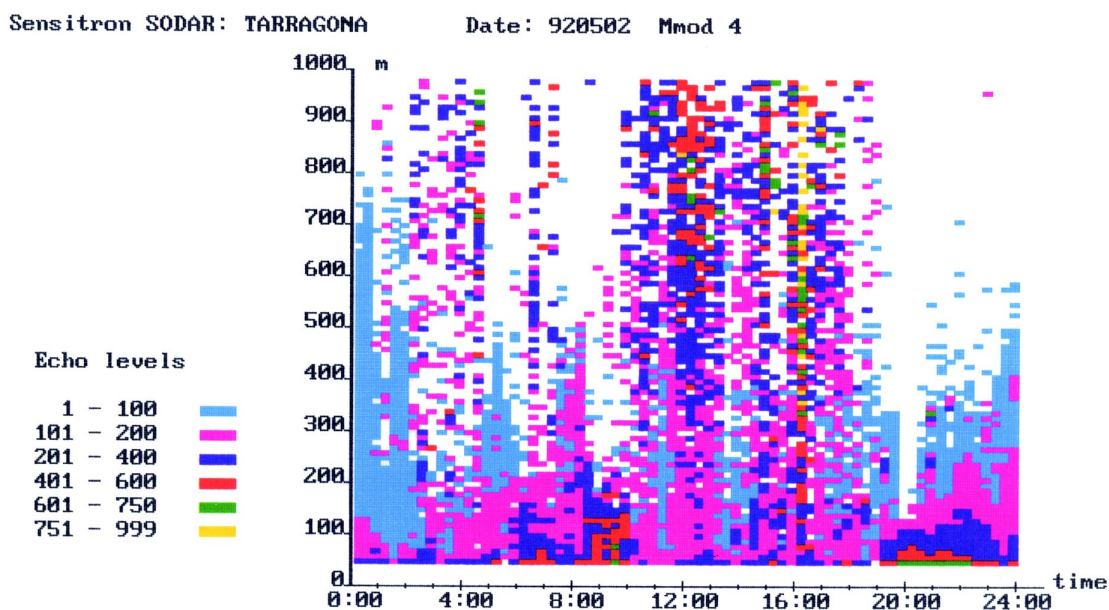
l'efecte de la brisa.



**Figura 3.7:** Registre sodar del 17/V/1992. Exemple d'una capa elevada produïda per l'efecte de la brisa.

Una estructura associada a la convecció i a les capes estables elevades, considerada pel perill que comporta, és la convecció sota capa elevada produïda per exemple per l'erosió parcial de la inversió o per advecció freda. Aquesta estructura pot donar lloc a episodis de fumigació.

- Pluja: En els dies de pluja, quan les gotes cauen sobre les antenes del sodar, aquest les interpreta com a retorns d'eco d'alta intensitat. Llavors, el sodar registra estructures fàcilment identificables. A la figura 3.8, corresponent al dia 2-V-92, amb forta pluja pràcticament durant tot el dia, el sodar posa de manifest en el registre estructures totalment aleatòries, però, que identifiquen la pluja.



**Figura 3.8:** Registre sodar del 2/V/1992. Exemple d'una intensa pluja durant tot el dia pràcticament.

### **3.5. Conclusions**

En resum, el sodar constitueix una valuosa eina, basada en la propagació del so en l'atmosfera, amb certs avantatges i possibilitats per l'estudi de la baixa atmosfera i per aplicacions operatives en què l'estructura tèrmica i dinàmica de la capa fronterera atmosfèrica té un paper important. Un exemple pot ser la dispersió de contaminants. Amb aquesta finalitat s'ha pretès emfatitzar els principis bàsics que involucren el sodar, i explicar la seva relació amb les mesures de variables atmosfèriques. Però aquest aparell no està exempt de certes limitacions que s'aniran explicant. La interpretació del registres d'intensitat d'eco no és òbvia, ja que la relació causa (fenomen atmosfèric) efecte (representació sodar) no és unívoca. Ambdós fets cal tenir-los en compte per extraure el màxim de profit d'aquesta tècnica.



## Capítol 4

### *Validació i estudi estadístic*

Kallistratova (1961) va descriure el primer test de la dependència angular de la dispersió del so predita per l'equació (2.37) i va mostrar un excel·lent acord amb la teoria. No obstant, les dificultats es multipliquen en la mateixa mesura de la dispersió de la secció eficaç pels problemes associats a la mesura dels paràmetres que la componen (explicitats en els pròxims capítols). Per provar la fiabilitat d'aquestes mesures, Neff (1975) i Asimakopoulos, et al., (1976) van comparar els senyals retrodifosos amb mesures directes a una determinada altura, i van trobar un acord al voltant d'un factor dos d'error amb els experiments.

Altres experiments posteriors fets per Haugen i Kaimal (1978) van mostrar una atenuació del so amb la distància excessiva pels efectes de viscositat i relaxació molecular. Abans d'aquests resultats experimentals, Brown i Clifford (1976) van calcular la dispersió del feix causat per la turbulència que es relacionava amb el problema de l'excés d'atenuació. Seguint aquest problema, sobre el qual es tornarà més endavant quan s'abordi el càlcul del paràmetre  $C_T$ , Neff (1978) va realitzar un experiment amb multituds d'amplades de feixos per mesurar l'excés d'atenuació i comparar els seus resultats amb els predits per la teoria dels autors anteriors.

Caughey, et al., (1978) i Thomsom, et al., (1978) van avaluar l'espectre d'energia en l'espai del nombre d'ona  $E(k)$  a una altura i van trobar uns resultats dintre de l'error experimental esperat.

En l'actualitat, uns dels resultats més utilitzats en les investigacions amb sodar són les dades de velocitat de vent, cada vegada més fiables. Aquestes dades s'estimen de l'anàlisi de les freqüències del senyal retornat. Les mesures de vent horitzontal són fiables; la velocitat vertical i altres paràmetres estadístics com desviacions estàndards comporten més problemes (Thomas i Vogt, 1993 i Gaynor, 1994). Malgrat això aquestes dades amb moltes ocasions poden ser aprofitades per a la investigació de la ABL i la seva supervisió.

L'estudi que s'ha portat a terme en aquest àmbit és la comparació de les dades dinàmiques del sodar amb una torre meteorològica i la validació, en aquest cas, qualitativa de l'estructura tèrmica mitjançant una sèrie de campanyes amb baló sonda i baló captiu.

#### **4.1. Validació i estudi dinàmic**

Des que es va desenvolupar el primer sodar per Mc.Allister (1968) s'han realitzat i publicat nombrosos treballs de caire tecnològic i científic sobre la utilitat del sodar. Simultàniament, per constatar aquesta utilitat, s'han realitzat diferents comparacions entre les dades subministrades per diferents tipus de sodar i les subministrades per la mesura directa, a través dels corresponents sensors ubicats a diferents altures sobre torres meteorològiques.

L'augment de la utilització de sodars en l'estudi de l'atmosfera ha incrementat a la vegada la importància dels estudis que determinen la cura de les mesures de vent. S'han realitzat nombroses comparacions entre torres i sodars (e.g., Kaimal, et al., 1980, Thomas, et al., 1983, Beljaars 1985, Finkelstein, et al., 1986, Gaynor, et al., 1990). La majoria d'aquests estudis confirmen els bons resultats pel que fa als perfils mitjans de vent.

Gaynor i Baker (1991) van examinar breument les influències de que la turbulència no és estacionària i de la separació espacial entre el sodar i les torres de comparació. Van concloure que la no estacionarietat ocasionalment podia tenir efectes significants en les comparacions i que s'havia d'anar molt en compte per assegurar que el període durant el qual s'havia calculat la mitjana era commensurat amb la separació entre la torre i el sodar. Aquest període ha de ser suficientment llarg per garantir que es treballa amb les mateixes estructures atmosfèriques en ambdós llocs. La llargària d'aquest període és proporcional a la component de la velocitat d'advecció de les estructures paral·lela a la línia entre els dos sensors.

Malgrat que els moments de segon ordre del vent són molt importants per l'estudi i la supervisió de la qualitat ambiental, la interpretació de les comparacions d'aquestes quantitats és molt difícil i requereix molta cura i instrumentació per mesurar turbulència *in situ*. Els problemes exposats anteriorment són més crítics pels moments de segon ordre que pels valors mitjans Gaynor i Korrell (1981) i Finkelstein, et al., (1986). Alguns estudis confirmen la utilitat del sodar per mesurar perfils verticals del vector vent, estructura tèrmica, així com variables associades, desviacions estàndard de les tres components del vector vent,  $\sigma_u$ ,  $\sigma_v$  i  $\sigma_w$ , Peters, et al., (1984). Altres autors basant-se també en estudis comparatius assenyalen que el sodar proporciona bons resultats quan la variable mesurada és el vector vent, però no quan es tracta de variables associades de tipus turbulent  $\sigma_u$ ,  $\sigma_v$  i  $\sigma_w$ , Irwin i Paumier (1990) i Gaynor (1992).

#### **4.1.1. Descripció del lloc de mesura**

L'equip sodar es va instal·lar inicialment a la comarca del Tarragonès entre Constantí i l'aeroport de Reus, en una zona rural, figura 4.1. La distància a la línia de costa és d'uns 6 km en línia recta. El terreny és bàsicament pla i es troba a una distància aproximada de 10 km de la carena prelitoral. La línia de costa esta orientada en la direcció NE-SW formant un angle d'aproximadament 30° amb l' E-W, però marcada per un petit sortint, de manera que es pot pronosticar a priori l'existència de brisa en les direccions predominants dels sectors SE i SW. En aquesta ubicació va romandre des del 1991 al 1995, llavors es va traslladar al costat de la torre meteorològica a Vilaseca per permetre comparacions entre ambdós instruments. Tot i així, la influència de l'entorn sobre les variables meteorològiques no va variar gaire en general.

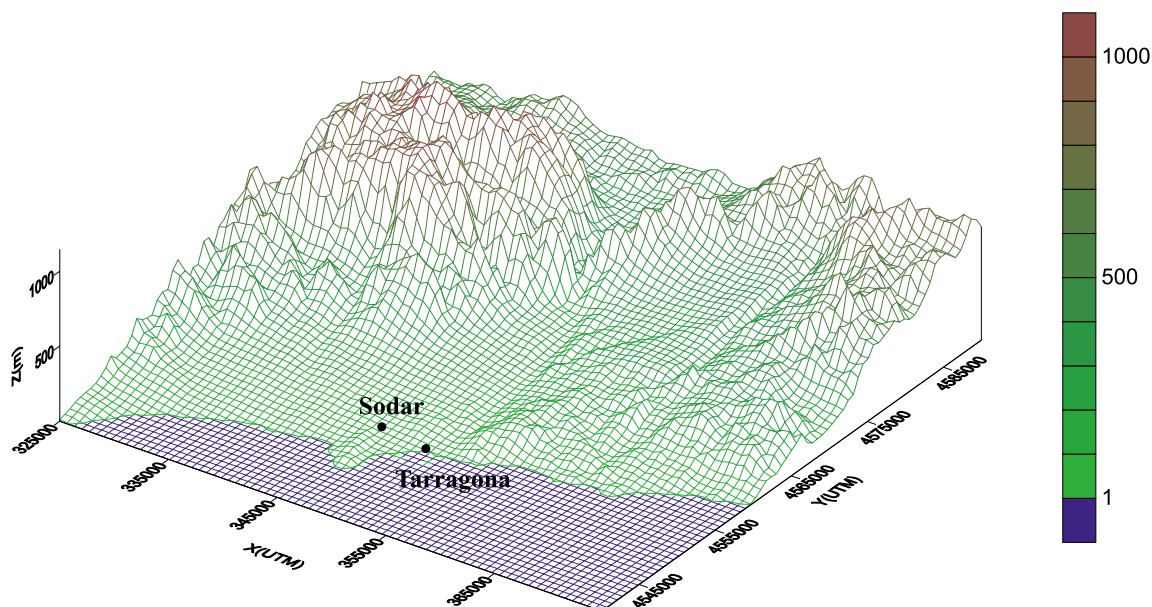


Figura 4.1: Ubicació geogràfica de l'equip Sodar-Doppler.

### 4.1.2. Comparació amb una torre meteorològica

Ambdós equips, ubicats al terme municipal de Vilaseca, estan separats per uns 500 m i sense cap obstacle destacat entre ells. Aquesta situació ha permès realitzar de forma continuada la validació de les dades dinàmiques donades pel sodar: mòdul horitzontal i direcció del vent, velocitat vertical i desviacions típiques de les tres components del vent, dues horitzontals  $\sigma_u$  i  $\sigma_v$  i una vertical  $\sigma_w$ . La comparació s'ha realitzat pel nivell de 50 m. El fet de prendre 50 m es deu a que en aquest nivell es disposa d'un anemòmetre sònic que proporciona les tres components del vector vent, les dues horitzontals,  $u$  i  $v$ , i la vertical  $w$ . A més les dades que proporciona el sodar a aquest nivell habitualment presenten un factor de qualitat màxim.

La validació s'ha realitzat comparant les dades mitjanes mesurades al nivell de 50 m durant 20 minuts. Es recorda que s'ha de tenir en compte que el sodar proporciona un valor mitjà de la variable que és representativa d'un cert volum, en el nostre cas entre 25 i 50 m, mentre que els sensors ubicats a la torre donen un valor que és representatiu del nivell en qüestió.

#### 4.1.2.1. Mètode general de comparació de les mesures

El criteri base que s'ha adaptat per estudiar i comparar les dades subministrades pel sodar-doppler ha estat el proposat pel Environmental Research Laboratory de la National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA/ERL. Aquest criteri consisteix en calcular les següents variables estadístiques:

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - x_i) \quad (4.1)$$

$$RMSD = \left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2 \right]^{1/2} \quad (4.2)$$

$$La\ precisió = [RMSE^2 - BIAS^2]^{1/2} \quad (4.3)$$

on  $N$  és el nombre de les parelles de dades comparades,  $y_i$  és l'observació  $i$  del sodar i  $x_i$  és l'observació  $i$  del corresponent sensor ubicat a la torre meteorològica.

La *BIAS* indica la diferència sistemàtica entre les dades mesurades pels dos instruments. La *RMSD* és l'arrel quadrada de la mitjana de les diferències al quadrat, a vegades també, anomenada comparabilitat. La precisió, també anomenada desviació estàndard de les diferències, descriu la dispersió o la diferència estadística de les dades mesurades simultàniament.

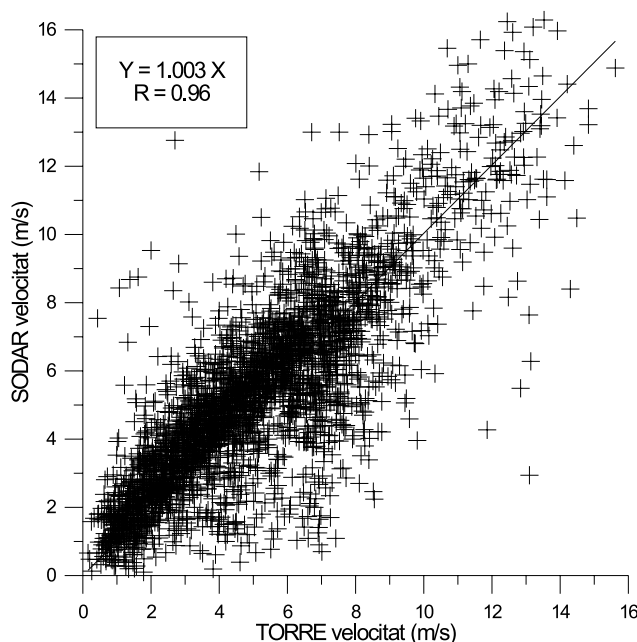
A més de les variables estadístiques anteriors i a fi de calcular fins a quin punt les dades del sodar estan relacionades estadísticament amb les de la torre, s'ha calculat la correlació lineal entre les dues fonts de dades. El mètode és general i es pot aplicar a la comparació simultània de qualsevol parell de dades.

#### 4.1.2.2. Aplicació del mètode

La primera variable analitzada ha estat el mòdul del vent horitzontal,  $M$  en (m/s). La comparació s'ha realitzat:

- Agrupant les dades en diferents direccions, 8 en total, centrades a 0 (Nord), 45, 90, 135, 180, 225, 270 i 315 graus respectivament en sentit horari.
- Considerant el total de les dades.

Els resultats es mostren a la figura 4.2 i a la taula 4.1. A la figura es presenta la recta de regressió del total de les dades, les zones més ennegrides corresponen a una densitat de punts més alta. A la taula 4.1 es presenten els resultats de les variables estadístiques anteriorment definides.



**Figura 4.2:** Comparació entre les dades de mòdul del vent subministrades pel Sodar-Doppler i la Torre meteorològica a 50 m d'altura.

**Taula 4.1:** Regressió lineal del mòdul del vent mesurat mitjançant el Sodar-Doppler,  $M_s$ , i la Torre meteorològica,  $M_T$ . S'ha determinat: la Bias (B), la desviació típica (s), la Precisió (P), el coeficient lineal (a) i el coeficient de correlació lineal (r).

Sector	Dades	$M_T$ (m/s)	$M_s$ (m/s)	B (m/s)	R (m/s)	P (m/s)	a	r
0	257	6.39	6.58	-0.19	2.28	2.27	0.989	0.95
45	552	3.73	4.26	-0.53	1.37	1.27	1.057	0.96
90	353	4.53	4.56	-0.03	1.43	1.43	0.962	0.96
135	225	4.66	4.43	0.23	1.58	1.57	0.892	0.95
180	190	3.45	3.79	-0.33	1.63	1.60	1.016	0.92
225	333	3.92	4.40	-0.48	1.19	1.09	1.084	0.97
270	181	4.24	4.73	-0.49	1.43	1.34	1.075	0.96
315	826	6.98	7.11	-0.13	1.99	1.98	1.002	0.97
Total	2917	5.09	5.33	-0.25	1.68	1.67	1.003	0.96

La segona variable analitzada ha estat la direcció. En aquest cas la comparació s'ha fet:

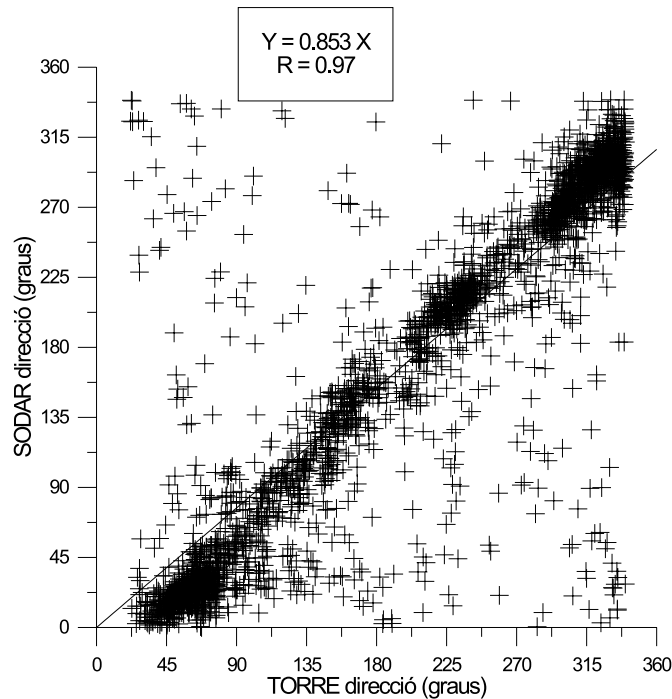
- Agrupant les dades per intervals de mòdul,  $M \leq 2$ ;  $2 < M \leq 5$ ;  $5 < M \leq 8$  i  $M > 8$ .
- Pel total de les dades.

Els resultats obtinguts es presenten a la figura 4.3, on s'observa la recta de regressió del total de les dades, i a la taula 4.2, on es presenten els resultats de les variables estadístiques.

**Taula 4.2:** Regressió lineal de la direcció del vent mesurada mitjançant el Sodar-Doppler,  $D_s$ , i la Torre meteorològica,  $D_T$ . S'ha determinat: la Bias (B), la RMSD (R), la Precisió (P), el coeficient lineal (a) i el coeficient de correlació lineal (r).

Mòdul	Dades	$D_T$ ( $^\circ$ )	$D_s$ ( $^\circ$ )	Bias ( $^\circ$ )	R ( $^\circ$ )	P ( $^\circ$ )	a	r
$M \leq 2$	401	158	145	13	134	133	0.742	0.86
$2 < M \leq 5$	1116	162	138	24	81	77	0.822	0.94
$5 < M \leq 8$	998	217	184	33	61	51	0.873	0.98
$M > 8$	402	310	276	35	41	23	0.897	0.998
Total	2917	201	174	27	80	76	0.853	0.97

La tercera variable analitzada ha estat la velocitat vertical  $w$ . En aquest cas la comparació s'ha realitzat pel total de les dades i atenent si era de dia o de nit, ja que de dia la convecció tèrmica origina habitualment velocitats vertical mitjanes ascendents (positives), mentre que de nit, per causa del refredament radiatiu, es troben habitualment velocitats verticals descendents (negatives) lligades a fluxos de calor sensible descendents que atenuen aquest refredament. De la mateixa forma la comparació també s'ha fet per totes les dades. Els resultats mostren una subestimació del sodar tant de dia com de nit.



**Figura 4.3:** Comparació entre les dades de direcció del vent subministrades pel Sodar-Doppler i la Torre meteorològica a 50 m d'altura.

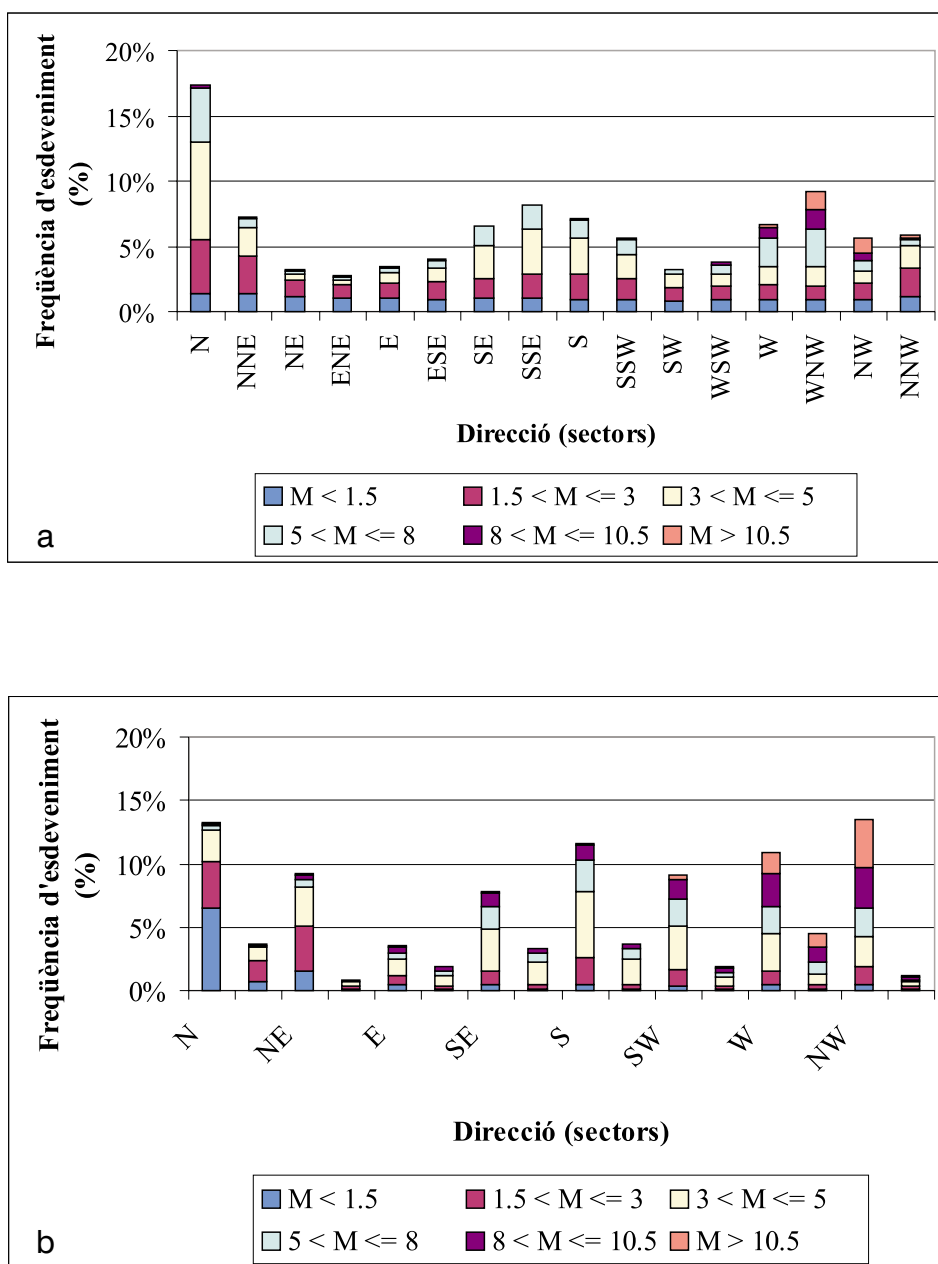
La quarta variable analitzada ha estat la desviació típica de les tres components del vector vent  $\sigma_u$ ,  $\sigma_v$  i  $\sigma_w$ . Els resultats de la comparació per les components horitzontals presenta una sobreestimació important per part del sodar. Pel que fa als resultats de la  $\sigma_w$ , que també s'han subdividit tenint en compte el dia i la nit, mostren una sobreestimació del sodar, lleugera de dia i més accentuada durant la nit.

A la vista dels resultats obtinguts pel mòdul i la direcció del vent donats pel sodar, es pot afirmar que la correlació és molt bona i per tant que ambdues variables superen totalment el grau de fiabilitat imposat. La causa fonamental per la qual el sodar dona resultats comparatius relativament pobres per les variables  $\sigma_u$  i  $\sigma_v$  es deu a la separació temporal i espacial del volums explorats pel sistema triaxial del sodar, mentre que  $\sigma_w$  es calcula a partir del senyal donat per l'antena vertical. D'altra banda, tenint en compte que la variança d'una variable  $a$  és la seva fluctuació turbulenta elevat al quadrat i fent la mitjana temporalment,  $\sigma_a = \overline{a^2}$ , si la turbulència no és estacionària (característica freqüent), i la torre i el sodar estan separats horitzontalment una certa distància, pot ser que el fenomen que s'està mesurant no sigui el mateix. Aquest fet també pot influir notablement en els resultats que s'han trobat per les variables, velocitat vertical  $w$  i la seva desviació típica.

### 4.1.3. Rosa de vent

Després d'haver acumulat un període de dos anys (09/91, 09/93) de registres 20 minutals es van analitzar i distribuir les dades subministrades pel sodar amb la finalitat, entre altres, d'obtenir la rosa de vent de la zona i comparar-la amb la de l'aeroport de

Reus, que es troba al costat de la ubicació del sodar (figura 4.4).



**Figura 4.4:** Roses de vent de la zona: a) Mitjançant el Sodar-Doppler, b) Mitjançant les dades de superfície de l'aeroport de Reus.

Abans d'entrar en qüestions pròpiament físiques es constata la diferència d'aspecte existent entre la rosa de vent a 10 m (Reus) i l'obtinguda pel sodar a 50 m. Malgrat que la primera ha estat construïda amb dades de l'aeroport de Reus corresponents a 5 anys, el fet que només es prenguessin 4 observacions al dia fa que aquesta tingui un caràcter totalment discontinu. La rosa de vent construïda mitjançant el sodar, gràcies al major nombre d'observacions, presenta un caràcter molt més continu com es pot observar.

Pel que fa a la part física analitzant també la figura 4.4 s'arriba a les següents conclusions:

1) En general la comparació és força acceptable.

- 2) S'observa un màxim relatiu en l'esdeveniment de vent en els sectors que van del SE al SSW, centrat en el SSE, que correspon a la brisa marina amb vents moderats.
- 3) L'altre sector més dominant és el que comprèn des del sector W al NNE, i en particular el sector N, que correspon al terral amb vents febles, i a les situacions sinòptiques amb vents més forts .
- 4) D'altra banda s'observa que la direcció en la qual el vent és menys probable és la ENE-WSW.

#### **4.1.4. La brisa**

Donada la ubicació del sodar, a la zona de la costa, i per tant essent la brisa un dels vents dominants s'ha inclòs dintre d'aquest capítol l'estudi de l'estructura interna d'aquesta circulació de vent mitjançant el sodar, (Soler i Hinojosa, 1993).

Les brises de mar i de terra són vents característics de les zones costaneres i també de les de grans llacs. El seu comportament i anàlisi ha estat motiu d'estudi per diferents investigadors. A finals del segle XIX i a principis del XX es van començar a fer observacions sistemàtiques i s'ha arribant en les últimes dècades a la modelització (Atkinson 1983, Estoque 1961, Defant 1951). Paral·lelament al seu estudi i modelització s'ha demostrat la gran importància que tenen les brises en tots els problemes relacionats amb la dispersió dels contaminants emesos en el sí de l'atmosfera, ja que aquests poden quedar atrapats durant llargs períodes dintre de la circulació tancada generada per la pròpia brisa (Lalas, et al., 1983, Stunder, et al., 1986).

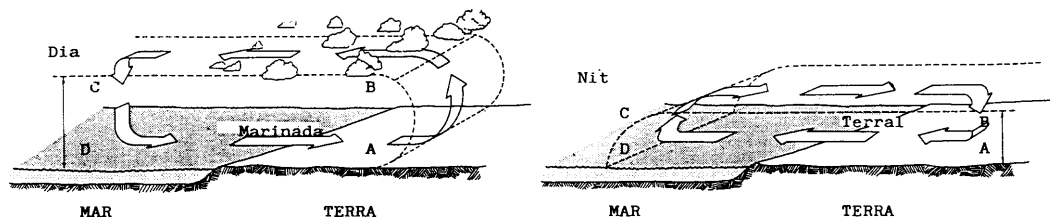
El fet que el sodar-doppler subministri dades de les tres components del vent, de forma contínua fins a una alçada de 1000 m, ha permès realitzar un estudi més acurat que no pas el que es podria fer només a partir de les estacions meteorològiques convencionals o bé realitzant campanyes de mesures amb baló captiu o sonda, donat el caràcter discontinu de les dades subministrades per aquests dispositius. Això no vol dir, però, que no siguin totalment necessàries per complementar les que dona el sodar.

L'explotació de les dades obtingudes des del setembre de l'any 1991 a l'agost del 1992, amb mitjanes cada 20 minuts, ha permès realitzar un estudi estadístic d'esdeveniment i durada del règim de brisa. D'altra banda l'anàlisi de l'evolució temporal i vertical del camp de vent ha permès determinar característiques tant importants de la brisa com són durada extensió vertical o la circulació interna.

##### **4.1.4.1. Aspectes generals i mecanismes de generació**

Les brises són vents de cicle diürn, durant el dia bufen de mar a terra (marinada) i de nit de terra a mar (terral). La marinada comença algunes hores després de la sortida del sol, sobretot en el període estival, com es veurà posteriorment. Inicialment la direcció és perpendicular a la línia de costa però al llarg del dia, per efecte de la força de Coriolis, va girant fins a ser quasi paral·lela a la costa. Els seu mòdul va augmentant lentament i assoleix el màxim a les hores centrals del dia, per tornar a disminuir també de forma gradual fins aproximadament la posta de sol. El terral té el seu inici unes hores després de la posta de sol i és un vent de sentit contrari a la brisa, però de poca intensitat i curta durada. Tant la direcció de la brisa com l'extensió horitzontal i vertical, depenen de la configuració i orientació de la costa, així com de l'orografia de la zona en qüestió, de la qual es parlarà més endavant.





**Figura 4.5:** Esquema de la circulació de la brisa (Oke, 1978).

El mecanisme de generació de la brisa àmpliament descrit a Estoque (1961) i Oke (1978) s'esquematisa a la figura 4.5. Durant els dies que sobre la costa hi ha calma o quasi calma i l'atmosfera és ben neta de núvols amb forta irradiació, la radiació solar que arriba escalfa més ràpidament la superfície terrestre que la superfície del mar. Aquest fet es deu a que la capacitat calorífica de l'aigua és molt més gran que la del terra, i a més els termes del balanç energètic són molt diferents, sobretot pel que fa al terme de flux de calor sensible, que és molt més gran sobre terra que sobre aigua. Aquesta diferència d'escalfament crea un gradient horitzontal de temperatura entre el mar i el terra d'aproximadament 1 K per 20 km. D'altra banda l'aire que hi ha sobre el terra s'escalfa, s'eleva i s'expandeix més ràpidament que el que hi ha sobre l'aigua. A causa de les condicions hidrostàtiques el gradient vertical de pressió és més gran en l'aire més fred que hi ha sobre l'aigua que en el càlid que hi ha sobre la terra. Això vol dir que donada una altura determinada, la pressió és més gran sobre el terra que sobre l'aigua. Aquest gradient de pressió, de l'ordre d'un 1 hPa per 50 km, produeix un lleuger flux d'aire des de B cap a C (figura 4.5). La convergència a prop de C incrementa la pressió de forma que crea una subsidència de C cap a D. Com a resposta al desequilibri hidrostàtic resultant entre A i D es produeix un flux de D a A, anomenat marinada o brisa de mar. Simultàniament la divergència creada al voltant de B provoca un decreixement de pressió, de manera que es desenvolupa un flux d'aire de A a B com a resposta al desequilibri hidrostàtic en la vertical A B.

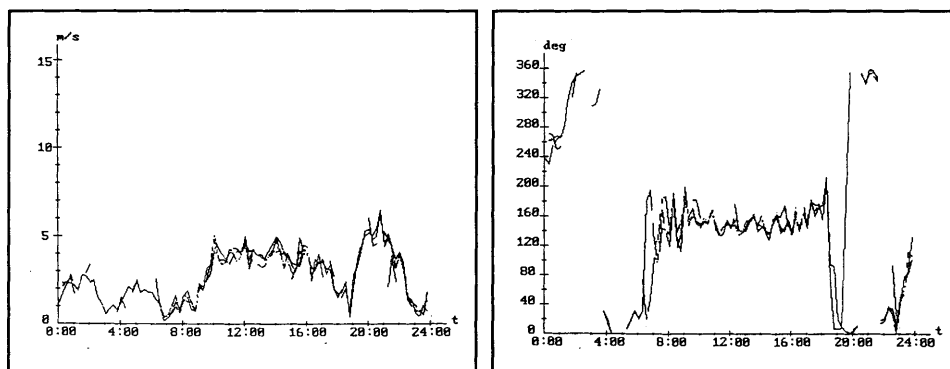
La brisa terrestre correspon al mateix mecanisme però a la inversa. A la nit el terra es refreda més ràpidament que el mar i llavors l'aire que hi ha per sobre la superfície entra en el mateix règim tèrmic, però de sentit contrari completant la circulació de forma inversa. La circulació de la brisa terrestre no és tan extensa, ni tan intensa com la marinada, el mòdul del vent horitzontal i l'extensió vertical és molt inferior. La causa és que no existeix la font intensa d'escalfament que representa el sol.

#### **4.1.4.2. Resultats**

L'anàlisi dels resultats s'ha dividit en tres apartats per tal de descriure amb detall els diferents aspectes de la brisa: característiques generals, evolució vertical i temporal, i finalment l'estudi estadístic d'esdeveniment i durada.

##### **4.1.4.2.1. Característiques generals**

L'equip sodar-doppler en qualsevol de les seves formes de treball subministra per a diferents altures informació del mòdul i direcció del vent horitzontal i de la component vertical. Habitualment es treballa amb els modes 3 o 4, per tant es té informació des d'una altura de 50 fins a uns 500 o 1000 m respectivament amb intervals de 25 i 50 m també respectivament. Per tal de plasmar de forma clara aquesta informació, es presenta a la figura 4.6 l'evolució diürna del mòdul del vent horitzontal i de la seva direcció per diferents altures.



**Figura 4.6:** Evolució diürna del mòdul del vent horitzontal i la direcció a diferents altures.

En aquesta figura s'observa efectivament la brisa de mar, de forma que l'inici i el final estan relacionats en la majoria dels casos amb la sortida i la posta de sol, amb un cert desfasament. El mòdul màxim té lloc a les hores centrals del dia i la direcció dominant és el sector SE.

D'altra banda, donada la ubicació geogràfica del sodar, el règim dominant de vents degut a l'orografia i a la situació a escala sinòptica és predominantment del sectors W i NW, la qual cosa fa que les brises de mar siguin fàcilment identificables.

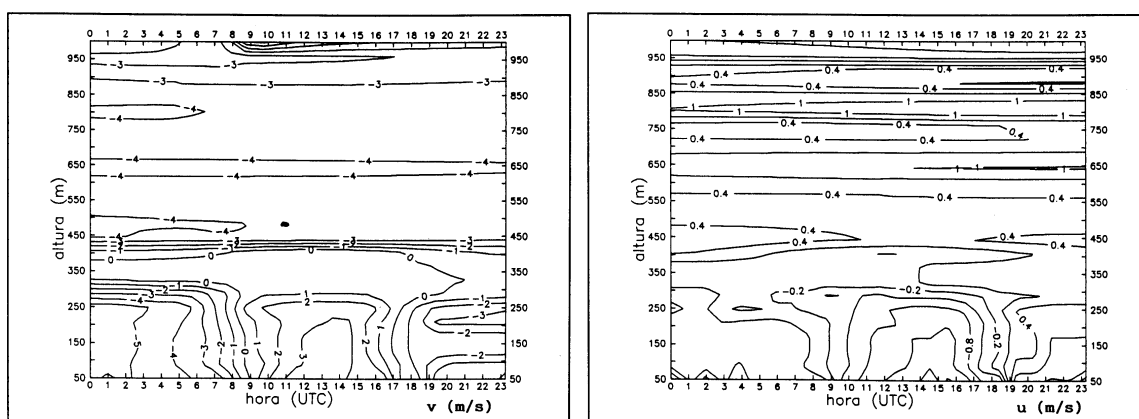
De la figura 4.6 també se'n pot extreure el caràcter fluctuant de la brisa que es reflecteix en la seva ratxositat, tant pel que fa a la velocitat horitzontal com a la direcció, on experimenta fluctuacions de fins a 2 m/s i 20° respectivament. De forma general s'observa que el mòdul de la brisa presenta un màxim en el centre del dia que pot variar entre 5 i 7 m/s habitualment, però que en alguns casos, durant els mesos d'estiu, pot arribar fins a 10 m/s. Pel que fa a la direcció pot variar en un interval que va des de 130° fins a 200° (prenent l'origen al Nord i girant en sentit horari).

És també important l'observació de les variables meteorològiques a nivell de garita realitzades a la mateixa estació del sodar i a la xarxa d'estacions automàtiques ubicades a les cabines, per la mesura d'immissió de contaminants de la Generalitat de Catalunya. Les dues variables analitzades han estat la temperatura i la humitat. Pel que fa a la temperatura s'observa la típica variació diürna però amb un decreixement important a l'hora d'inici de la brisa. La humitat també experimenta un augment en aquest moment. Aquests dos fenòmens es deuen a que la brisa marina provoca una advecció d'aire de mar més fred i més humit.

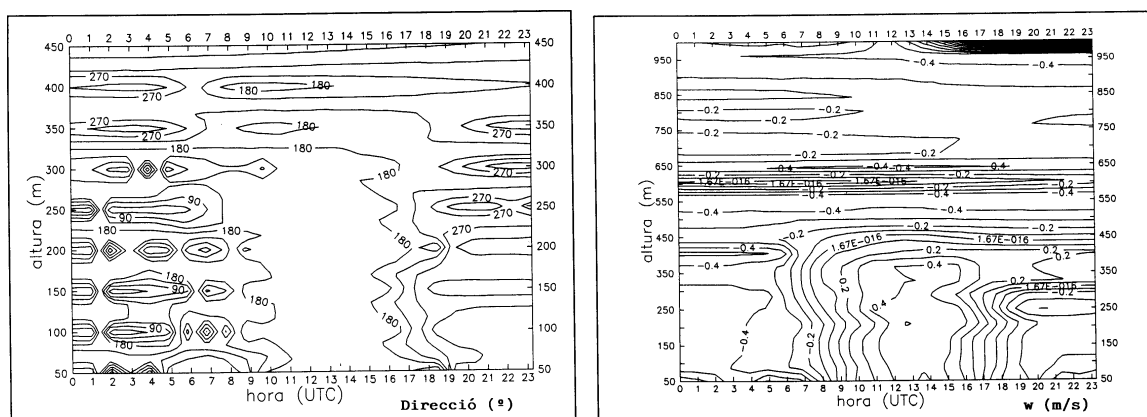
#### **4.1.4.2.2. Evolució vertical i temporal**

Per poder realitzar un estudi més acurat de la brisa a partir de les dades en altura subministrades pel sodar, s'ha creat un software que permeti la visualització, anàlisi i estudi de detalls més intrínsecs de la brisa. El software creat permet accedir directament als arxius originals del sodar per poder estudiar l'abast vertical de la brisa, l'evolució temporal de les components horitzontals i vertical del vent i la seva direcció. El criteri de signes i direccions que s'ha agafat és l'internacional, de forma que el vent sempre es mesura d'on ve. La component  $u$  és positiva en el sentit W-E, la component  $v$  és positiva en el sentit S-N i la component  $w$  és positiva quan hi ha ascendència. A partir d'aquest criteri es pot deduir que la brisa tindrà component  $v$  dominant,  $v \gg u$  i positiva; component  $u$  positiva o negativa segons la brisa vingui del sector SW o SE; component vertical  $w$  positiva i direcció entre 130° i 200°.

A la figura 4.7 i 4.8 es presenten exemples de l'anàlisi del camp escalar de les tres components i de la direcció del vent.



**Figura 4.7:** Exemple de l'anàlisi escalar de les components horitzontals v i u del vent.



**Figura 4.8:** Exemple de l'anàlisi escalar de la direcció i la component vertical del vent w

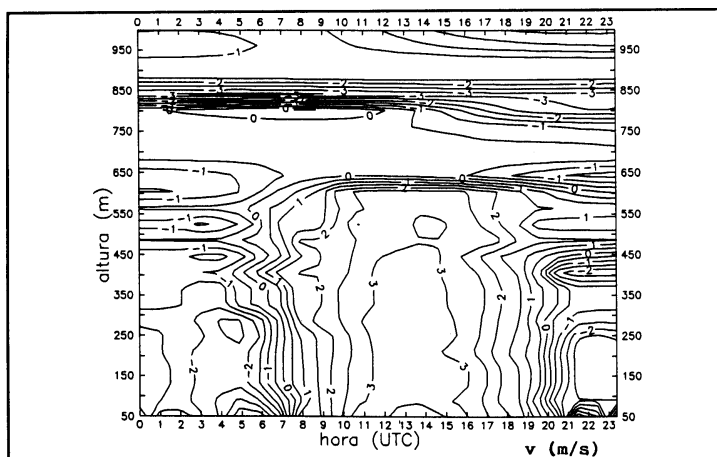
Dintre d'una circulació general a escala sinòptica i condicionada per l'orografia es detecta una circulació a escala més petita tant de longitud com de temps, que és precisament la brisa, amb les següents característiques:

- 1.- Fort gradient de la component v a l'inici i final de la brisa i en altura corresponent al cim de la brisa.
- 2.- Forta cisalla de la direcció també a l'inici i final de la brisa i en altura, passant del sector nord al sector sud, posant de manifest també les diferents escales de moviment.
- 3.- L'absència d'isolínies al centre del dia indica una constància en el mòdul del vent i en la direcció.
- 4.- La component vertical del vent indica que hi ha ascendència de l'aire a les hores de la brisa com ja s'havia indicat en l'estudi teòric del seu mecanisme de generació. L'anàlisi del camp escalar mencionat anteriorment s'ha fet per tots els dies en què hi ha hagut brisa durant el període estudiat. El gran volum d'informació així obtingut ha fet que es seleccionessin tres tipus de brises que són les més representatives:
  - a) Brises molt desenvolupades dintre d'una situació sinòptica.

b) Brises amb situació sinòptica poc definida.

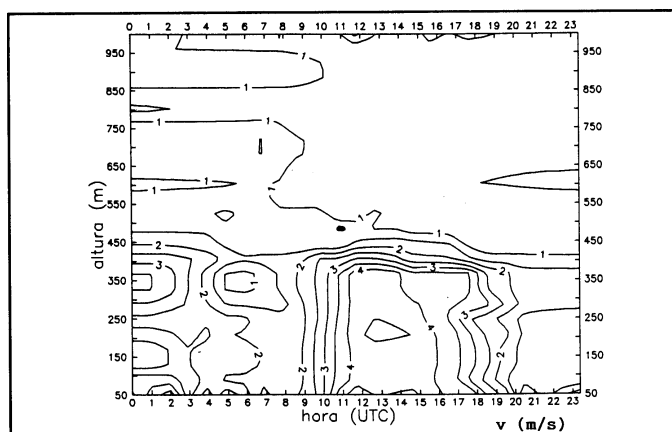
c) Brisa molt poc desenvolupades dintre d'una situació sinòptica clara.

A les figures 4.9, 4.10 i 4.11 es presenta un exemple de cada tipus. Per simplificar l'estudi solament es fa referència a la component  $v$ , que d'altra banda és la més representativa.



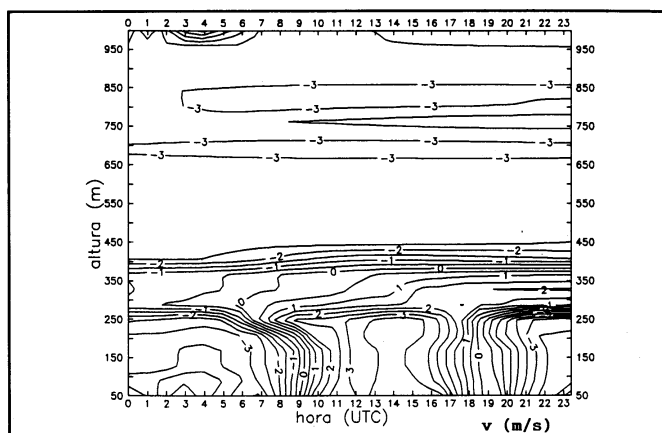
**Figura 4.9:** Exemple de brisa molt desenvolupada en una situació sinòptica.

La figura 4.9 correspon com ja s'ha dit a una brisa ben desenvolupada, tant en altura com en durada temporal. El retorn de la brisa se situa al voltant dels 750 m dintre d'un règim general de vent del W-NW tal com indica el valor negatiu de la component  $v$  i positiu de la  $u$  (aquí no presentada). La durada temporal és aproximadament de 12.5 hores, començant a les 07:30 i acabant a les 20 hores. La figura 4.10 mostra la circulació de la brisa fins a 400 m, dintre d'un règim molt dèbil, i no s'aprecia cap vent dominant en altura.



**Figura 4.10:** Exemple de brisa dintre d'un règim de vent dèbil.

La figura 4.11 correspon també a una brisa dintre d'una situació sinòptica del sector W-NW però en aquest cas poc desenvolupada verticalment, l'abast és només de 300 m i la durada és de 9.5 hores.



**Figura 4.11:** Exemple de brisa poc desenvolupada en una situació sinòptica.

A la vista dels resultats obtinguts dintre d'aquest apartat, es pot dir que la brisa crea una circulació pròpia dintre d'una circulació general, amb un gradient considerable a l'inici, final i amb altura tant de mòdul com de direcció.

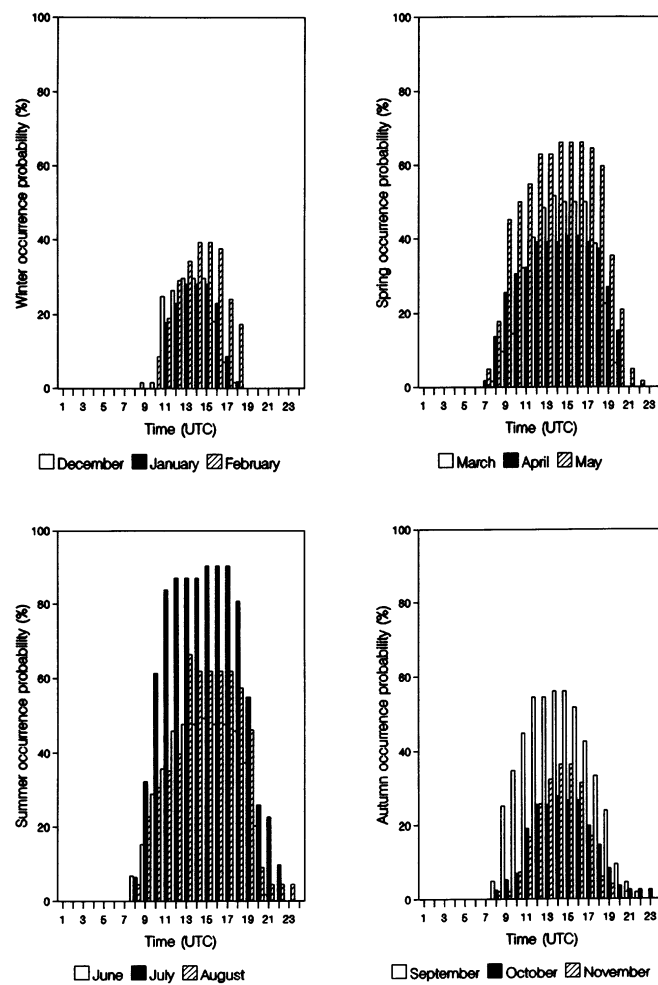
L'efecte de la brisa és dispersar i transportar els contaminants emesos dintre d'aquesta capa d'atmosfera amb circulació pròpia, però mai netejar-la. És més, la petita inversió de subsidència creada per efecte de la brisa en les zones costaneres pot produir fumigació (els contaminants resten atrapats dintre de la capa coronada per la inversió). La forta mescla induïda per la pròpia brisa afavoreix les reaccions químiques entre aquests contaminants i es creen nous compostos químics i, per tant, nous contaminants. L'efecte anterior disminueix considerablement quan la brisa és molt desenvolupada. El retorn de la brisa es pot situar per sobre dels 700 m i la diferència de temperatures entre l'aire descendent, sotmès a compressió adiabàtica i escalfament, i l'aire sobre el mar és poc acusat, ja que a les hores la inversió de subsidència creada és molt dèbil. Els dos fenòmens es poden donar simultàniament a l'estiu i a la tardor, ja que la brisa en aquesta època està suficientment desenvolupada i l'aigua del mar i per tant l'aire en contacte amb ella estan a una temperatura relativament alta. L'efecte contrari, brisa poc desenvolupada i contrast tèrmic acusat, es pot donar a l'hivern i començament de la primavera.

#### **4.1.4.2.3. Estudi estadístic d'esdeveniment i durada**

A fi de subministrar una informació adequada i ordenada del volum de dades processades, s'ha fet una anàlisi estadística, calculant la freqüència relativa horària i la freqüència relativa horària acumulada. La primera s'expressa pel quocient entre el nombre de dies que a una hora determinada hi ha brisa i el nombre total de dies de brisa estudiats. I la segona s'ha calculat com el quocient entre el nombre de dies que la brisa dura un determinat nombre d'hores i el nombre total de dies que hi ha hagut brisa. Del seu estudi i anàlisi es destaca el següent:

Primerament pel que fa a la freqüència relativa horària:

El càlcul es fa per estacions per poder plasmar millor l'evolució temporal de la brisa. Els resultats es presenten a la figura 4.12.



**Figura 4.12:** Freqüència horària estacional de la brisa, (Soler i Hinojosa, 1997)

Es veu clarament, com es deia en l'apartat anterior, la influència de la irradiància solar global. La freqüència decreix del mes més càlid al mes més fred. La màxima freqüència es troba sempre al centre del dia solar.

Seguidament pel que fa a la freqüència relativa horària acumulada:

Aquest càlcul s'ha fet per cada mes i, tal com es deia anteriorment, s'observa que la durada de la brisa està íntimament relacionada amb la durada del dia. Les brises més llargues es troben als mesos càlids i les més curtes als mesos freds.

El valor mínim de la durada és de 2 hores, que correspon als dies dels mesos freds, desembre i gener. El valor màxim és superior a 12 hores i es troba als dies dels mesos càlids, juny, juliol i agost.

### 4.1.4.3. Conclusions

L'estudi acurat de la brisa de mar posa de manifest:

La seva existència amb més o menys freqüència depenent dels mesos. La màxima freqüència es troba a l'estiu i la mínima a l'hivern. La durada mínima es produeix a l'hivern amb dues hores i la màxima a l'estiu amb més de 12 hores.

Les característiques més importants pel que fa al mòdul són que els valors màxims es

situen al centre del dia entre 5 i 7 m/s amb fluctuacions de fins a 2 m/s. Quant a direcció, el sector dominant és del SE en altura, essent més freqüent del SW en superfície.

L'anàlisi del camp escalar de les tres components del vent mostra la brisa com una circulació a escala més petita dintre d'una circulació a escala sinòptica amb les següents característiques: Forta cisalla de la direcció i fort gradient de la component  $v$  a l'inici i final de la brisa i amb altura, corresponent al cim de la brisa. Absència d'isolínies al centre del dia indicant una constància en el mòdul del vent i en la direcció. Ascendència de l'aire a les hores de brisa com ho demostra el valor positiu de la component vertical del vent.

L'abast vertical de la brisa depèn fortament de l'època de l'any i de la situació a escala sinòptica; així es poden trobar brises fins a 300 m d'altura i d'altres fins a 800 m aproximadament, sobre tot a l'època estival.

La brisa contribueix fortament a la dispersió i transport de contaminants dintre de l'atmosfera, però no a la seva neteja. En algunes ocasions i en zones costaneres, la inversió de subsidència creada per la circulació de la brisa pot contribuir al fenomen de la fumigació. De forma especial en els casos en què la brisa està poc desenvolupada verticalment i el contrast tèrmic entre l'aire descendent escalfat per la subsidència i l'aire més fred sobre la superfície del mar és acusat.

## **4.2. Validació i estudi tèrmic**

Des que McAllister, et al., (1969) demostrà, per primera vegada, la fiabilitat de la utilització de les ones acústiques per l'estudi remot de l'estructura tèrmica de l'atmosfera, una gran quantitat d'informació sobre aquest tema ha estat generada per diferents investigadors. Una gran part d'aquests estudis són descriptius, basats principalment en la interpretació qualitativa dels registres en tons de gris primerament sense gaire precisió. Aquests registres obtinguts pels sodars mostren l'evolució i el decaïment de les estructures tèrmiques de la capa fronterera que són essencials pel seu bon coneixement i d'una gran aplicació en els estudis de contaminació.

L'energia retrodifosa per les fluctuacions tèrmiques es plasma en els registres subministrats pel sodar en diferents colors, corresponents a distintes intensitats d'eco, com ja s'havia indicat en el capítol anterior. L'ús de la tècnica del fals color per incrementar la informació que l'ull humà pot interpretar s'ha utilitzat també per a la millora de les imatges de satèl·lits i radars meteorològics.

Interpretant la forma dels registres d'eco en termes de característiques de l'estructura de la capa fronterera, es poden obtenir diversos matisos climatològics com per exemple l'aparició i l'estructura de les inversions (Dohrn, et al., 1982 i Walczewski, 1981,1984) o la distribució de freqüències de les alçades de la capa de barreja (Maugham, et al., 1982). S'ha de tenir en compte que el procés d'obtenció d'aquestes característiques inclou dues operacions: a) observació del fenomen físic ( aquest només depèn de la naturalesa del procés i dels paràmetres tècnics del sodar); b) aplicació d'un esquema interpretatiu, generalment basat en correlacions estadístiques i suposicions, amb un cert grau de subjectivitat i relativitat.

### **4.2.1. Validació de les estructures tèrmiques**

En el capítol anterior s'ha descrit amb detall la identificació de les estructures tèrmiques mitjançant l'anàlisi i la interpretació dels ecos rebuts pel sodar. Aquestes són la inversió de temperatura de caràcter radiatiu i, per tant, properes al sòl; les capes elevades estables; el fenomen de la convecció i especialment el de la convecció sota

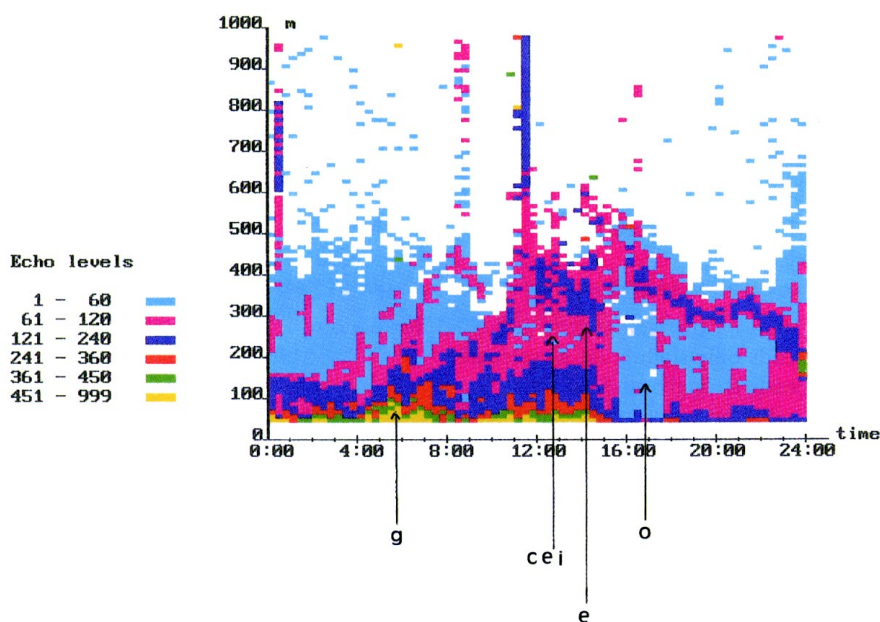
capas elevades i, finalment, la indiferència caracteritzada per l'absència d'ecos. A continuació es presenta el calibratge d'aquestes estructures utilitzant tècniques de mesura directa mitjançant un equip de radiosondatge que ha permès obtenir perfils de pressió, temperatura, humitat, i de mòdul i direcció del vent, (Soler i Hinojosa, 1997). En aquest cas s'ha fet servir la temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ) calculada a partir de la pressió, la temperatura i la proporció de mescla. La  $\theta_v$  és una variable que resulta de gran utilitat a l'hora d'establir l'estabilitat d'estratificació: estable associada a inversions de temperatura, inestable associada a convecció o indiferent associada a mescla intensa. El criteri que s'ha seguit és el següent:

- Si la  $\theta_v$  augmenta amb l'altura, l'estratificació és estable.
- Si la  $\theta_v$  disminueix amb l'altura, l'estratificació és inestable.
- Si la  $\theta_v$  és constant amb l'altura, l'estratificació és indiferent.

Amb el criteri per la  $\theta_v$  es poden comparar aquests perfils amb la intensitat d'eco donada pel sodar, identificant i validant una sèrie d'estructures ja definides a partir de la interpretació de l'eco.

A la figura 4.13 es mostra un exemple de la diferent disposició dels colors i, per tant, de la intensitat d'eco rebuda. Aquesta informació ens permetrà estudiar les estructures de tipus tèrmic que s'han considerat a la capa fronterera atmosfèrica:

Inversió de temperatura, preconvecció, només convecció, convecció sota capa elevada, no ecos i capa elevada.



**Figura 4.13:** Registre sodar del 24/XI/1992. On **g** representa la inversió de radiació, **c** la convecció, **e** les capes elevades, **cei** la convecció sota capa elevada, i **o** l'estratificació indiferent.

A continuació es recorden breument les estructures identificades: la inversió de temperatura, (**g**), associada a la inversió de temperatura de caràcter radiatiu es reflecteix en colors corresponents a retorn d'eco intens: groc, verd i vermell.

L'estructura de preconvecció (**pc**) es produeix a la sortida del sol i reflecteix el fort gradient de temperatura que hi ha en les capes més properes al sòl, abans de desenvolupar-se plenament la convecció.

La convecció (**c**) correspon a una estructura d'inestabilitat es plasma en retorns d'eco intensos a la part més inferior de la capa fronterera. Es van debilitant amb l'altura a



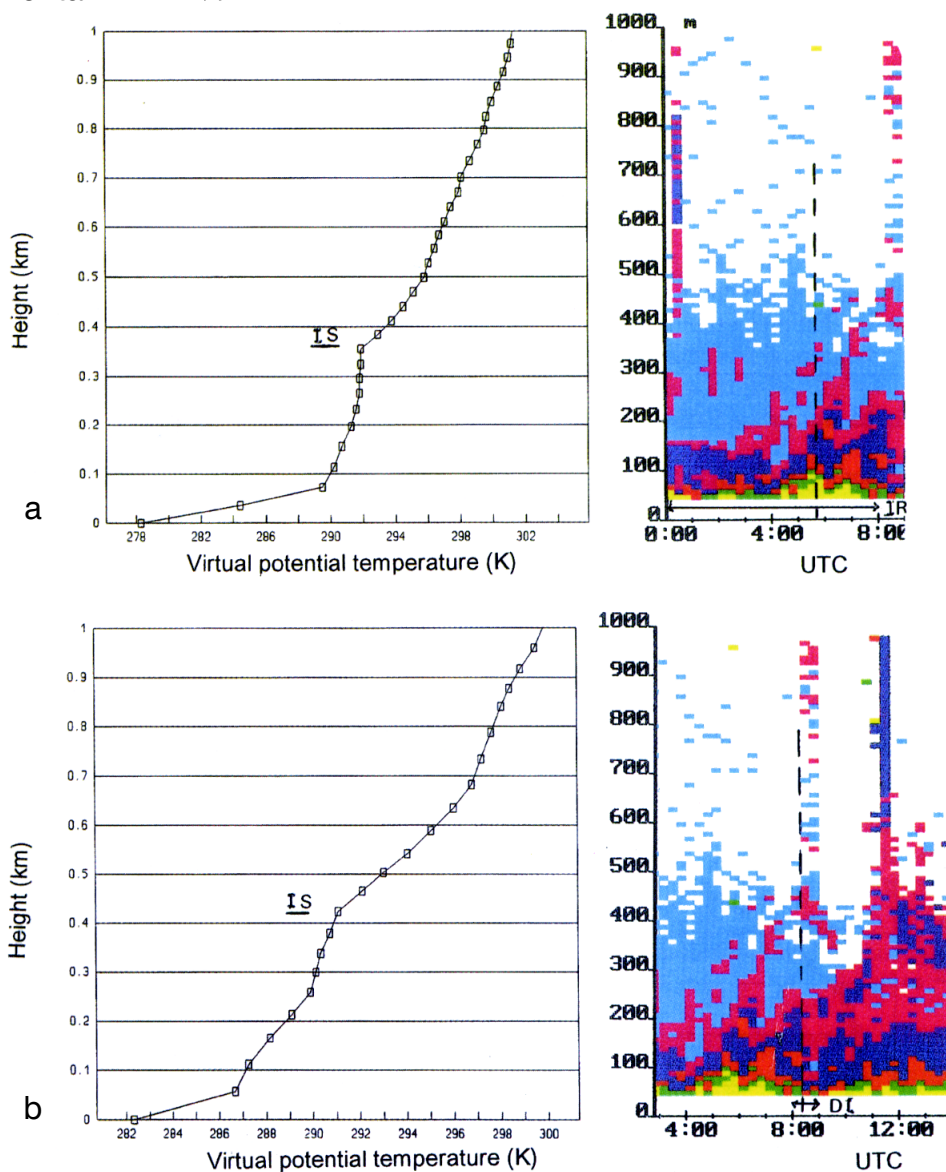
l'igual que l'estructura d'instabilitat.

La quarta estructura considerada ha estat la de convecció sota capa elevada (*cei*) produïda, per exemple, per l'erosió de la inversió de radiació o per advecció freda. L'estructura de no ecos (*o*) que correspon a l'estratificació neutral és típica a la posta de sol i en les situacions de fort vent.

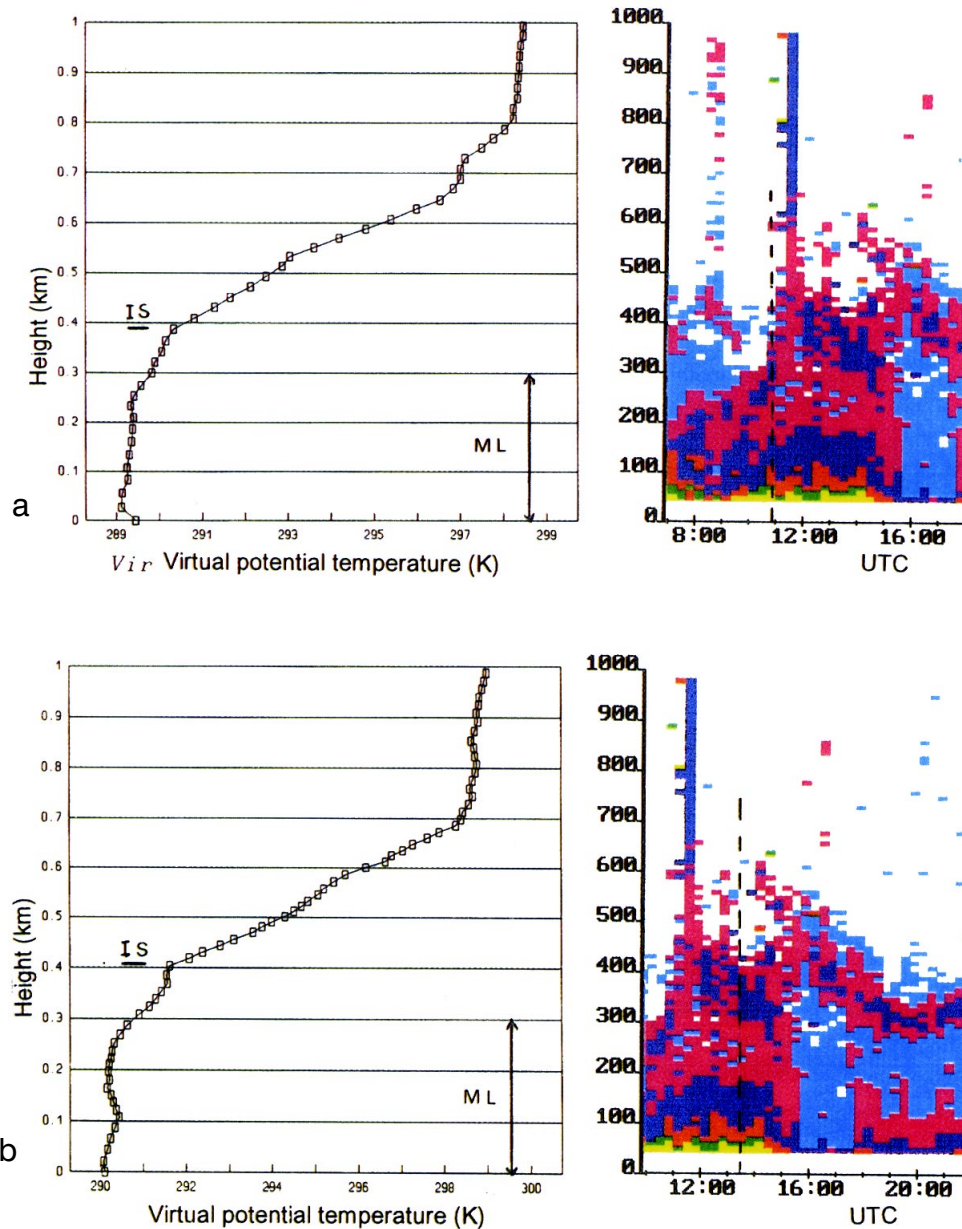
Finalment es considera l'estructura de capa elevada (*e*): erosió de la inversió de radiació, adveccions i situacions anticiclòniques persistents.

A la figura 4.13 es presenten quasi totes les estructures anteriors indicades per les sigles pertinents.

A fi de comprovar la fiabilitat de les anteriors afirmacions deduïdes a partir de la intensitat d'eco rebuda, a les figures 4.14 i 4.15, es presenta el perfil de la temperatura potencial virtual, corresponent a algunes de les estructures abans esmentades paral·lelament als registres d'eco. Aquest perfil, marcat en traç discontinu, ha estat calculat a partir d'una campanya de radiosondatges realitzada in situ durant la campanya experimental BRINV92.



**Figura 4.14:** Comparació del registre d'eco amb el perfil de temperatura potencial virtual a les 05:45 i a les 08:20 UTC del 24/XI/1992. El perfil està marcat en el registre per una línia a traços. **IS** representa una inversió de subsidència, **IR** la inversió de radiació i **DI** la destrucció de la inversió, (Soler i Hinojosa,1997).



**Figura 4.15:** Comparació del registre d'eco amb el perfil de temperatura potencial virtual a les 10:58 i a les 13:25 UTC del 24/XI/1992. El perfil està marcat en el registre per una línia a traços. *IS* representa una inversió de subsidència i *ML* la capa de barreja, (Soler i Hinojosa,1997).

#### 4.2.2. Estudi estadístic

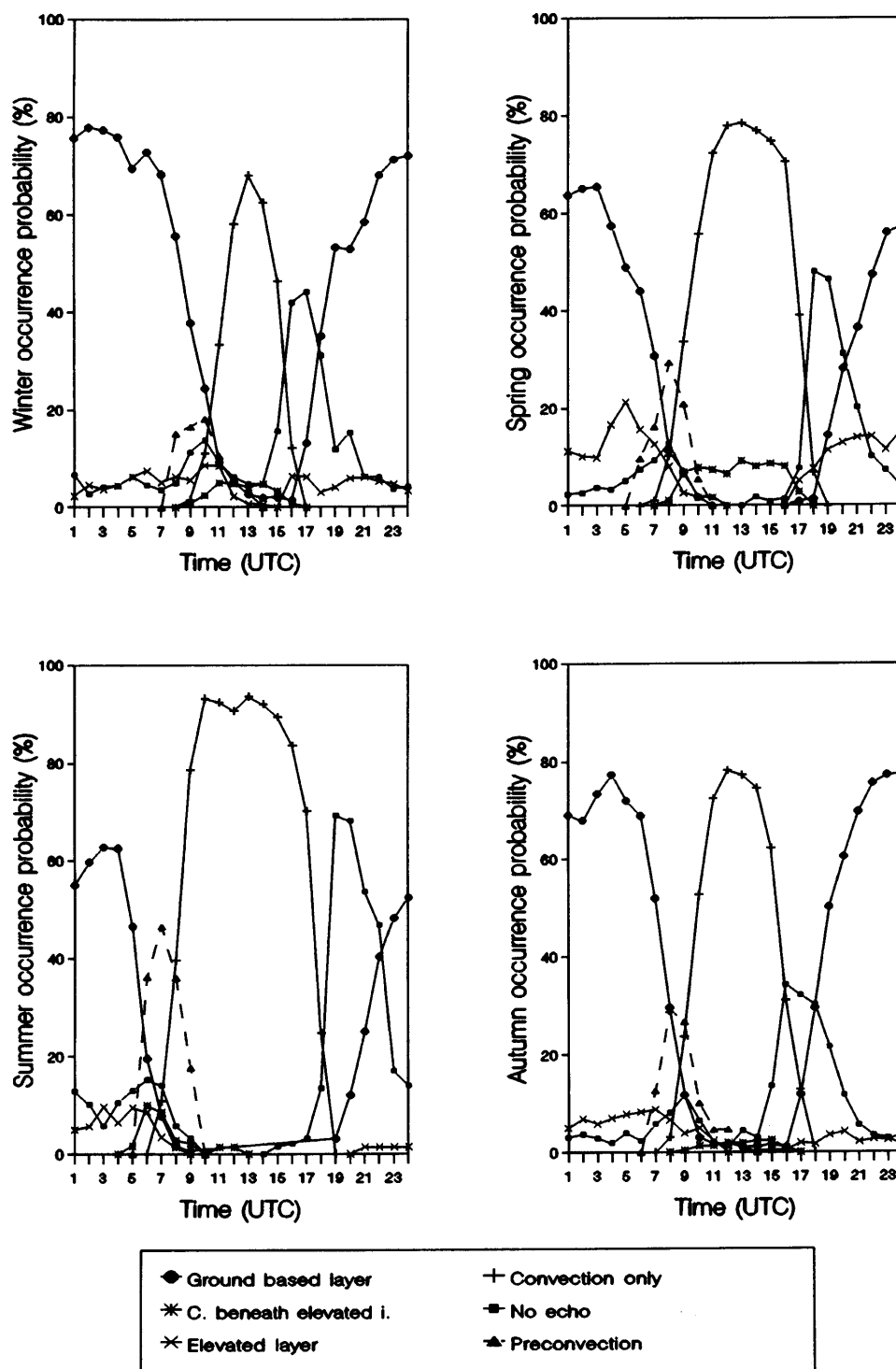
L'anàlisi estadística, de les estructures anteriors s'ha realitzat calculant la probabilitat mensual d'esdeveniment. Les dades analitzades corresponen aproximadament al període 09/1991 a 09/1993.

La probabilitat d'esdeveniment dels sis tipus d'estructures, en cada hora, al llarg del dia s'expressa per la relació

$$P_{xi} = n_{xi} / n_{ti} \quad (4.4)$$

on  $n_{xi}$  és el nombre de vegades que esdevé el tipus d'eco  $x$  a l'hora  $i$ ;  $x$  és l'índex de tipus d'eco i pot ser  $g$ ,  $pc$ ,  $c$ ,  $cei$ ,  $o$  i  $e$  mentre que  $i$  va des de 1 fins a 24 h. Per l'alt nombre d'observacions, els valors  $P_{xi}$  poden ser considerats com a probabilitats d'es-

deveniment pels sis tipus bàsics d'estructures. Els resultats obtinguts per cada mes, agrupats per cada estació de l'any, es presenten a la figura 4.16.



**Figura 4.16:** Probabilitat diürna pels diferents tipus d'estructures identificades, (Solser i Hinojosa,1997).

Del seu estudi i anàlisi es destaquen les següents característiques generals:  
 Un màxim de convecció al migdia, íntimament relacionat amb la corba d'irradiància solar global i, per tant, d'escalfament del sòl.  
 Un mínim durant el mateix temps d'inversions de temperatura de caràcter radiatiu, que

al llarg de la nit tenen una gran probabilitat d'esdevenir.

Dos màxims d'absència d'estructures que reflecteixen l'estructura d'estratificació indiferent a la sortida i a la posta de sol. El corresponent a la sortida del sol és molt més petit, en ésser les inversions poc potents i ràpidament destruïdes per l'escalfament del sòl i la posterior convecció. A la posta de sol la convecció desapareix, però continua de forma patent la mescla activa i, per tant, l'estratificació indiferent. Aquesta estructura es conserva fins que el refredament del sòl per irradiació sigui el suficientment important per formar de nou la inversió.

Un petit màxim de capes elevades a la sortida del sol que reflecteix l'erosió de la inversió. L'existència de capes elevades també es dona després de la posta de sol com a signe secundari de l'inici de l'estabilitat.

L'existència de capes elevades durant la nit es creu que està íntimament relacionada amb la presència de la inversió de radiació, l'existència d'ones de gravetat, d'ones de Kelvin-Helmholtz i el *low level jet*.

Les capes elevades en les hores centrals del dia, situades per sobre de la convecció, es creu que es deuen principalment a la inversió de subsidència. D'altra banda, també poden ser produïdes per l'efecte d'una advecció (un exemple és la brisa marina ).

L'absència d'estructures al llarg de la nit es deu al fort vent que no només, erosiona la inversió sinó que en moltes ocasions la destrueix per complet i, en aquest cas, l'estratificació és totalment indiferent.

Per cada mes, en particular, aquestes característiques es modifiquen lleugerament. Per exemple a la tardor, figura 4.16, el màxim d'absència d'estructures a la sortida del sol no resta gaire reflectit, ja que les inversions són molt febles i es trenquen immediatament donant pas a la convecció. Un altre exemple es pot veure a l'hivern; la probabilitat que hi hagi convecció és inferior a la de la tardor. La causa és la durada i intensitat de l'escalfament diürn. No obstant, les característiques generals es reconeixen en tots els mesos. És interessant constatar que aquestes característiques generals es posen de manifest més o menys marcades en altres zones climàtiques, (Walczewski i Feleksy-Bielak 1988, Spanton i Williams 1988, Asimakopoulos, et al., 1994)

S'ha de dir però, que en tot el procés d'identificació i classificació dels diferents tipus de registres s'han trobat algunes dificultats:

1. Dies de pluja en els quals el sodar no dóna informació fiable.
2. Dies de vent en què no s'acaben de trencar del tot les estructures i es crea certa incertesa en l'estructura formada.
3. Dies molt ennuvolats on de dia no existeix convecció encara que hi hagi un cert escalfament del sòl. També de nit el refredament resta molt esmorteït i no s'acaben d'establir les estructures.
4. Les zones de transició entre les diferents estructures.
5. Dies en què l'aparell, per motius tècnics, ha deixat de funcionar correctament.

### **4.2.3. Comparació de l'estructura de la ABL en una ciutat i en una zona rural**

Hi ha un continu interès en els problemes urbans de contaminació i en les característiques que afecten la dispersió de contaminants atmosfèrics. Per tal d'entendre millor el transport i la difusió de contaminants en àrees urbanes cal no només descriure aquestes característiques qualitativament, sinó quantificar els efectes en la mesura que sigui possible. Les dues principals característiques de les grans àrees urbanes que afecten la turbulència de la capa fronterera són el gran augment de la superfície de fregament per causa dels grans edificis i l'anomenada " illa de calor" que consisteix

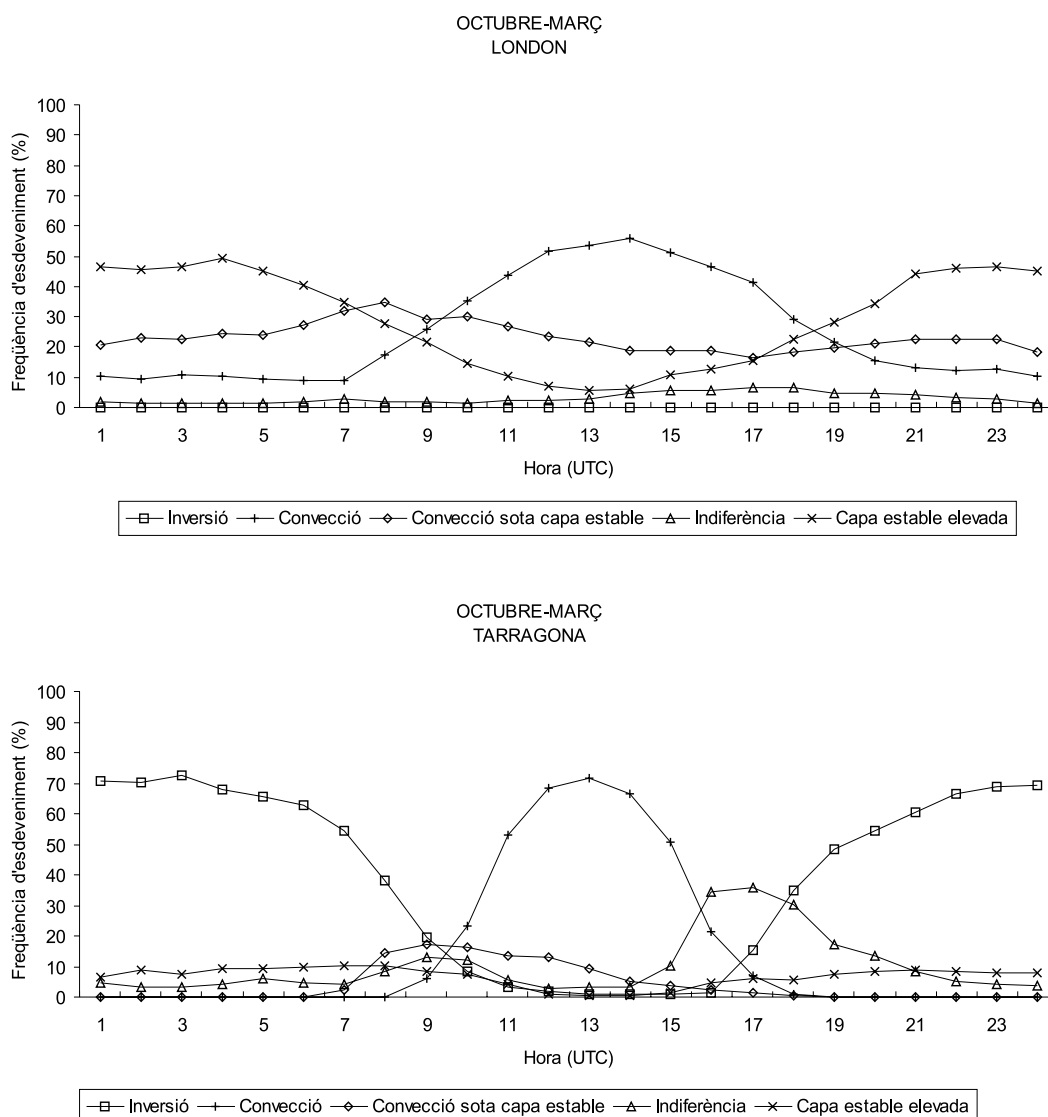
a grans trets en l'escalfament per la calor subministrada per fonts naturals (sol) i altres fonts antropogèniques, l'absorció de la radiació solar i la consegüent reemissió com a calor sensible per la massa d'edificis.

En termes generals, comparant àrees urbanes amb zones rurals, s'espera trobar menys inversions baixes, per exemple, o que la capa fronterera urbana sigui més inestable que la rural. Aquestes característiques qualitativament són ben conegudes i els models de dispersió urbans les tenen en compte a l'hora de decidir sobre criteris d'estabilitat. En aquest apartat s'intenta, en certa manera, quantificar algunes d'aquestes diferències de la capa fronterera urbana a través de la comparació dels diferents registres obtinguts per un sodar en zones urbanes i en àrees rurals: centre de Londres (Spanton i Williams 1988) i una zona rural de Tarragona.

El sodar és un instrument ideal per observar diferències entre les capes frontereres d'ambdós llocs, ja que té l'avantatge de proporcionar un registre continu de l'estructura de l'atmosfera. Malgrat que els registres del sodar no són dades directament explotables, un estudi acurat pot proporcionar dades quantificables de l'estructura de la capa fronterera atmosfèrica com ja s'ha vist anteriorment.

### 4.2.3.1. Comparació i discussió dels resultats

La comparació s'ha realitzat en els períodes octubre-març i abril-setembre. En la figura 4.17 es presenten els resultats del primer període, les característiques del qual s'exposen a continuació:



**Figura 4.17:** Comparació de la probabilitat diürna de les diferents estructures: a) London (zona urbana), b) Constantí (zona rural). Període: octubre – març.

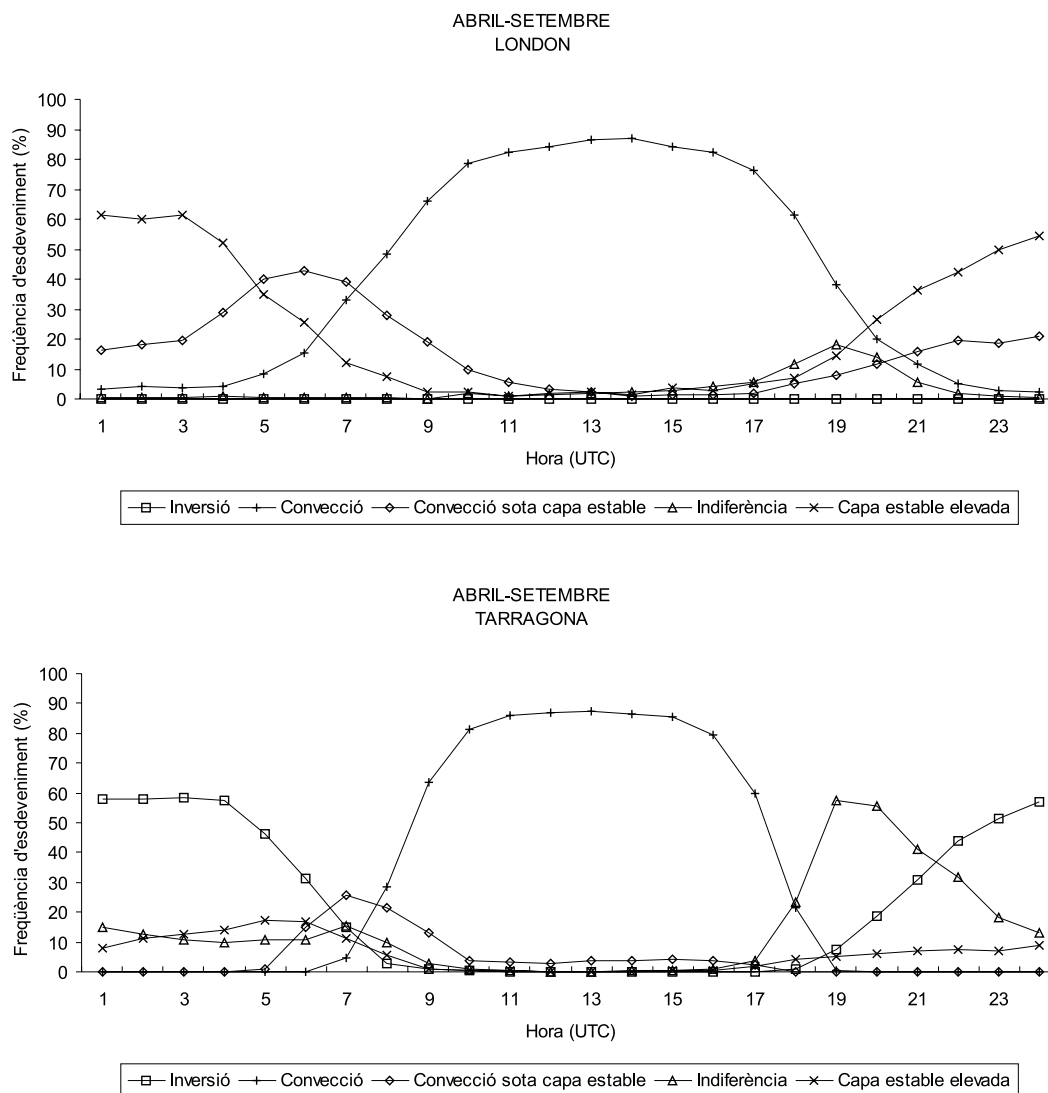
La presència de convecció durant la nit en la zona urbana, possiblement per l'efecte "illa de calor", no obstant, el valor màxim s'observa en les hores centrals del dia i és més acusat en la zona rural.

La no existència d'inversions de radiacions durant la nit en la zona urbana, precisament per l'existència de convecció en les capes més baixes. La inversió resta reduïda a capes superiors, com ho mostra la presència de capes elevades tèrmicament estables. La probabilitat que es produeixi inversió durant la nit a la zona rural és elevada. L'alta probabilitat de capes estables elevades i de convecció sota capa elevada que es produeix en la ciutat en comparació amb la corresponent zona rural, excepte en el cas de convecció sota capa elevada, que apareix un petit màxim per causa de l'erosió de la inversió de radiació. És interessant destacar que la convecció sota capa elevada

produeix el fenomen de fumigació.

En el cas de l'estructura indiferent la característica més important és pràcticament l'absència d'aquesta categoria en la zona urbana, segurament per l'existència de convecció. En la zona rural s'observa un màxim acusat a la posta de sol tal com s'havia comentat anteriorment.

Els resultats obtinguts en el període abril-setembre es presenten en la figura 4.18 i a continuació es comenten les principals conclusions:



**Figura 4.18:** Comparació de la probabilitat diürna de les diferents estructures:  
a) London (zona urbana), b) Constantí (zona rural). Període: abril-setembre.

De nou es torna a trobar, en la zona urbana, convecció durant la nit tot i que amb menor probabilitat i també la no existència d'inversions de radiació.

La probabilitat de convecció sota capa elevada estable (fumigació) s'ha reduït considerablement durant el dia i arriba a ser major a la zona rural. La causa és que durant l'època càlida la convecció està suficientment desenvolupada per erosionar i destruir la presència de capes estables. Les dues evolucions presenten característiques similars i és important destacar el màxim que apareix a la sortida del sol per l'erosió de les possibles inversions elevades o superficials.

L'estructura d'indiferència presenta característiques semblants al període estudiat anteriorment.

### **4.3. Conclusions**

En aquest capítol s'ha confirmat tant a nivell dinàmic com a nivell tèrmic, mitjançant comparacions experimentals, que el sodar es pot utilitzar com una eina fiable en l'estudi de la ABL.



## Capítol 5

# *Capa fronterera inestable*

L'empenta tèrmica (buoyancy) és el mecanisme dominant en la vertebració de la turbulència en la capa convectiva; a aquesta capa a partir d'ara s'anomenarà CBL (Convective Boundary Layer). Aquesta turbulència no és totalment aleatòria, sovint està organitzada en una sèrie d'estructures identificables com a tèrmiques o plomalls (Young 1988). L'entranyament esdevé en una varietat d'escales: entranyament lateral per petits remolins en els laterals de les tèrmiques, i l'entranyament vertical en l'escala de la tèrmica en tota la capa de mescla. S'examinarà tot seguit l'estructura i l'evolució de la CBL, i es citaran els forçaments que hi actuen.

### **5.1 Estructura general de la CBL**

Dintre de la CBL es poden identificar tres capes (Driedonks i Tennekes 1984) com es mostra en la figura 1.2:

1. La capa superficial en la part baixa, del 5 al 10% de la CBL,
2. La capa de mescla al mig, del 35 al 80% de la CBL,
3. La zona d'entranyament a la part alta, del 10 al 60% de la CBL.

#### **5.1.1. La capa superficial inestable (SL)**

La capa superficial es caracteritza per un gradient tèrmic superadiabàtic, decreixement de la humitat amb l'altura, i una gran cisalla del vent (veure figura 1.2) descrita i parametritzada per Monin-Obukhov (1954) en la seva teoria de semblança.

La temperatura i la humitat a qualsevol altura depenen fortament de la història recent de la SL, i s'han de predir mitjançant les equacions de pronòstic juntament amb les condicions inicials i de frontera. Malgrat tot (e.g. gradients verticals) la configuració d'aquests perfils és quasi constant, i permeten una descripció utilitzant la **Teoria de Semblança** (Stull 1988).

El perfil de vent no depèn tant de l'evolució més recent de la SL, ja que el mòdul és sempre zero en la superfície, tot i que pot estar alterat per efectes geogràfics (terra no uniforme). Com a resultat, tant el gradient de vent com el perfil mig d'aquest, es pot descriure per mitjà del perfil logarítmic.

La temperatura potencial virtual decreix ràpidament a través de la microcapa, des de la relativament escalfada escorça a la càlida temperatura de la part baixa de la SL. En la resta de la capa, el gradient de la temperatura potencial virtual decreix suaument amb l'altura, i arriba a zero al final de la capa. Aquestes diferències en els gradients, processos de difusió, són deguts al domini del transport molecular en la microcapa i del turbulent en la resta.

L'evaporació/transpiració des de la superfície succeeix si el terra és humit i/o té cobertura vegetal. El gradient d'humitat decreix amb l'altura de forma similar al de la tem-

peratura, i arriba a ser relativament petit al cim de la SL.

No hi ha una definició precisa de la capa superficial. Qualitativament és la part de la ABL on les variacions verticals dels fluxos verticals es poden ignorar. Una variació del 10% en els fluxos és generalment tolerada tot i que es consideren com constants; d'aquí la suposició que la capa superficial ocupa el 10% de la ABL en general i de la CBL en particular. A la pràctica l'alçada de la CBL varia fortament, per tant, també varia fortament l'alçada de la SL. Generalment durant el dia amb vent moderat es pot trobar, després de les simplificacions, alçades de fins a 100 m per la SL.

Monin i Obukhov (1954) mitjançant la teoria de semblança introdueixen dos paràmetres d'escalat per la velocitat i la longitud, que són independents de l'alçada de la SL. Aquests són la velocitat de fricció  $u_*$  i l'anomenada longitud d'Obukhov  $L$ , que depèn essencialment del flux de calor i de  $u_*$ .

$$u_*^2 = \left[ \overline{u'w'_s}^2 + \overline{v'w'_s}^2 \right]^{1/2} \quad (5.1)$$

$$L = \frac{-\overline{\theta}_v u_*^3}{kg(\overline{w'\theta'_v})_s} \quad (5.2)$$

on  $\overline{u'w'_s}$ ,  $\overline{v'w'_s}$  i  $\overline{w'\theta'_v}$  són els fluxos de quantitat de moviment i de calor superficials,  $\theta_v$  és la temperatura potencial virtual i  $g$  i  $k$  són la gravetat i la constant de Von Karman, respectivament. Es podria dir que  $u_*$  dona idea de la turbulència d'origen mecànic a la superfície. La interpretació física de l'escala de longitud  $L$  és en valor absolut l'altura a la qual la turbulència d'origen tèrmic domina sobre la generada mecànicament.

Numèricament  $L$  pren valor petits i negatius, aproximadament -10 m, en dies amb forta convecció, a prop de -100 m en dies ventosos amb escalfament solar, i teòricament infinit si únicament hi ha turbulència mecànica. A la nit, amb flux de calor descendent,  $L$  és positiva i petita amb vents lleugers i condicions d'estabilitat. Es considerarà el quocient  $z/L$  per representar la relativa importància de la turbulència tèrmica i mecànica durant el dia. Durant la nit  $z/L$  descriu la importància relativa de la supressió de la turbulència mecànica per l'estratificació. Les característiques generals del quocient  $z/L$  es presenten en la taula 5.1

**Taula 5.1:** Interpretació qualitativa del quocient  $z/L$ .

$z/L$	Descripció
Molt negativa	Domina convecció tèrmica
Poc negativa	Domina turbulència mecànica
Zero	Turbulència mecànica pura
Poc positiva	Turbulència mecànica lleugerament reduïda per l'estabilitat tèrmica
Molt positiva	Turbulència mecànica dràsticament reduïda per l'estabilitat tèrmica

En el cas dels perfils de vent, s'ha de tenir en compte el paràmetre de rugositat del sòl. Si aquest és rugós existeix una transferència de moment a través de la superfície. La quantitat  $z_0$ , paràmetre de rugositat, apareix així a través de les condicions de frontera i es defineix com l'altura a la qual la velocitat del vent és zero ( $u(z_0) = 0$ ). Té valors de mil·límetres per superfícies glaçades o sobre l'aigua, valors de centímetres per un sòl amb herba i de l'ordre de metres per boscos o ciutats.

### 5.1.2. La capa de mescla (ML)

La capa de mescla rep aquest nom per la intensa barreja vertical que hi té lloc. Aquesta barreja conserva una sèrie de variables com la temperatura potencial i la humitat constants amb l'altura (veure figura 1.2). Fins i tot el mòdul i la direcció del vent resten quasi constants en la ML.

El cim de la ML,  $z_i$ , molt sovint es defineix com el nivell on el flux de calor és més negatiu. Aquest nivell és prop de la meitat de la zona d'entranyament, sovint a l'altura on la inversió és més forta (veure figura 1.2). La capa d'inversió actua com un interfície entre la ML i l'atmosfera lliure (FA).

La mescla pot ser generada mecànicament per la cisalla, o convectivament per l'empenta tèrmica. Aquesta última genera una ML més uniformement barrejada, ja que l'anisotropia en convecció afavoreix els moviments verticals, mentre que l'anisotropia en cisalla afavoreix els horitzontals. La cisalla prop del terra és generalment més eficaç generant barreja que en el cim de la ML.

Una anàlisi més acurada de la conservació de les variables es pot observar que no són tan uniformes en la vertical, ja que el procés de mescla no és instantani i perquè la barreja és parcialment contrarestada per l'acció dels forçaments en el cim i en la base de la ML. La temperatura potencial, per exemple, té un mínim aproximadament a la meitat de la capa, per causa de l'escalfament des de sota i l'entrada d'aire calent per dalt que fa que aquestes regions tinguin una  $\theta_v$  lleugerament més altes. D'altra banda, la humitat sovint decreix lleugerament amb l'altura, ja que l'evaporació superficial va agregant humitat en la part inferior, mentre que en la part superior hi ha entrada d'aire sec.

En 1970 Deardorff va descobrir que tan aviat com la convecció es desenvolupava la turbulència emplenava tota la regió disponible, i la grandària dels remolins era proporcional a l'alçada de la ML,  $z_i$ . Així  $z_i$  va ser suggerida com escala de longitud en aquesta capa. Llavors l'anàlisi dimensional dóna com a escala de velocitats la velocitat convectiva,  $w_*$ ,

$$w_* = \left( \frac{gz_i (\overline{w'\theta_v'})_s}{\theta_v} \right)^{1/3} \quad (5.3)$$

### 5.1.3. La zona d'entranyament (EZ)

La zona d'entranyament és una regió d'estratificació estable al cim de la ML, on es produeix com el seu nom indica l'entranyament d'aquesta capa amb l'atmosfera lliure: aire descendent de la FA i tèrmiques ascendents. L'amplada de la EZ pot arribar a ser el 40 % de la ML.

El cim de la zona d'entranyament es defineix per l'altura màxima de les tèrmiques. La base de la mateixa zona és més difícil de definir, ja que no hi ha una demarcació clara. Generalment es pren l'altura a la qual del 5 al 10 % de l'aire horitzontal té les característiques de la FA. Una definició alternativa de la EZ és la regió on el flux de calor és negatiu. De fet l'alçada d'aquesta capa no es pot definir amb una línia horitzontal, ja que les penetracions de les tèrmiques són irregulars. La profunditat mitjana de la ML es defineix com l'altitud a la qual el 50% de l'aire té característiques de FA en l'horitzontal. Així doncs  $z_i$  és aproximadament la mitjana entre el cim i la base de la EZ. En aquesta zona es poden generar amb facilitat ones de Kelvin-Helmholtz i de gravetat.

## 5.2. Determinació i valoració de l'alçada de la ML

L'alçada de la ABL és un paràmetre fonamental per caracteritzar l'estructura de la baixa atmosfera. El coneixement d'aquesta alçada és particularment important per diverses aplicacions tal com

- Supervisió i avaluació mediambiental
- Meteorologia teòrica (e.g. escalat de paràmetres en teoria de semblança)
- Meteorologia operativa i predicció del temps (e.g. predicció de boires i temperatures)

La seva importància ha dificultat l'acceptació d'una única definició i el consens a l'hora d'establir un criteri per part dels diferents autors. De fet els criteris s'han anat reformulant i millorant. En la taula 5.2 s'han recollit una sèrie de criteris.

Sovint les tècniques clàssiques com ara els balons sonda, torres, balons captius, els avions, etc. són utilitzades per mesurar les variables atmosfèriques essencials. El baló sonda (radiosondatge) és la més comuna de les tècniques *in situ*. Les dades convencionals consisteixen en dos o tres perfils diaris de temperatura, pressió, humitat i mòdul i direcció del vent als voltants de l'aeroport que és l'ens que normalment les realitza amb assiduitat. Aquestes mesures tenen el suport de les observacions horàries a superfície de pressió, vent, temperatura, humitat, visibilitat i cobertura de núvols per ajudar a interpolar o extrapolar el caràcter de l'estratificació tèrmica, l'alçada de la capa de barreja i els perfils de vent en la baixa atmosfera. Això no obstant, la informació fiable als nivells baixos és generalment insuficient i no és gaire adequada per la supervisió i prevenció de la qualitat de l'aire, ja que els requeriments seguits per la localització d'un aeroport no coincideixen necessàriament amb els interessos mediambientals. El lent ascens del baló sonda o del captiu, torres instrumentals i els avions podrien aportar dades adequades encara que constituïrien un sistema de mesura enormement costós.

**Taula 5.2:** Criteris i mètodes per la determinació experimental de l'alçada de la CBL.

### **Criteris i mètodes per la determinació experimental de l'alçada de la CBL**

#### **Criteris basats en perfils de variables mitjanes (vent, temperatura, humitat, concentració)**

- alçada on hi ha una cisalla de vent significant
- base d'una inversió elevada o capa estable
- alçada on la humitat o la concentració d'aerosols decreix bruscament
- alçada on la velocitat vertical del plomall simple s'anul·la

#### **Criteris basats en perfils de variables turbulentes (fluxos, variàncies, TKE, paràmetres d'estructura)**

- alçada on el flux turbulent de calor canvia de signe
- alçada on el flux turbulent de calor té un màxim negatiu
- alçada on la raó dissipació de TKE o la variància de la velocitat vertical decreix significativament
- alçada on els paràmetres d'estructura de l'índex de refracció acústic/electromagnètic tenen un màxim elevat.
- alçada determinada mitjançant mètodes de teoria de semblança de capa de barreja

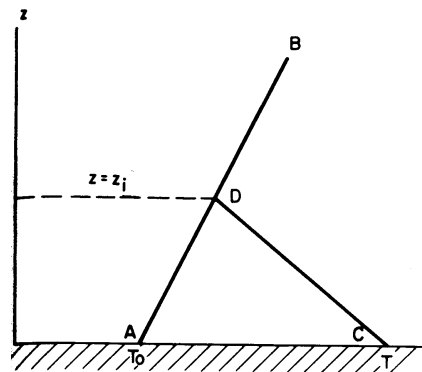
Els sensors remots, en comparació amb els sensors in situ, poden proporcionar mesures de forma contínua dels paràmetres atmosfèrics a baixes altures tant en l'espai com en els temps, amb gran resolució i sense modificar el flux estudiat, com ja s'ha vist. Durant les passades dues dècades s'han desenvolupat diverses tècniques d'anàlisi remot per fer possible el càlcul de l'alçada de la ML. La seva capacitat ha estat demostrada en molts experiments validats amb d'altres tècniques. El sodar és una d'aquestes tècniques remotes que, donada la seva mobilitat, ha proporcionat grans resultats en aquests càlculs.

L'extensió vertical de la ABL és bastant variable. Durant el dia amb flux de calor positiu a terra i una mica de vent es té turbulència mecànica i convecció tèrmica. Però si s'observa el balanç d'energia cinètica turbulenta, la generació de turbulència mecànica habitualment decreix ràpidament amb l'altura, ja que és proporcional a la cisalla del vent. En contrast, la generació de convecció tèrmica varia lleugerament amb l'altura; i per tant, el cim de la ABL durant el dia és determinat per paràmetres descrits per la convecció, particularment, el flux vertical de calor a la superfície.

A continuació es proposen diferents mètodes per la determinació de l'alçada de la ML.

### 5.2.1. Mètode termodinàmic

Sota condicions convectives es pot extraure del balanç d'energia tèrmica (primer principi de la termodinàmica) una equació simple per l'alçada de la CBL,  $z_i$  (Holzworth, 1964).



**Figura 5.1:** Il·lustració de les característiques de l'alçada d'una inversió de radiació. La corba **AB** representa el perfil de temperatura abans de la sortida del sol i **CDB** després quan el calor de la superfície escalfa la capa d'aire més baixa, (Panofsky i Dutton, 1984).

Es considera la figura 5.1. i s'assumeix una inversió, marcada per AB, que representa la distribució de temperatura abans de la sortida del sol (temps  $t_0$ ) i que una mica més tard (temps  $t$ ) el calor emès pel terra crea una capa adiabàtica, DC, des del sòl fins a  $z_i$ . Així la temperatura inicial de la superfície és  $T_0$ , i després passa a ser  $T$  en el temps  $t$ . La geometria de la figura porta a

$$\gamma_d - \gamma = \frac{T - T_0}{h} \quad (5.4)$$

on  $\gamma$  és el gradient de temperatura  $\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$  a la sortida del sol, i  $\gamma_d$  és el gradient adiabàtic. Llavors  $Q_0$ , el flux de calor a la superfície en  $W/m^2$ , tenint en compte la

conservació de l'energia tèrmica en el triangle ACD requereix

$$\int_{t_0}^t Q_0 dt = \frac{c_p \rho z_i (T - T_0)}{2} \quad (5.5)$$

eliminant  $T - T_0$  entre l'equació (5.4) i (5.5) s'obté

$$z_i = \left( \frac{2 \int_{t_0}^t Q_0 dt}{c_p \rho (\gamma_d - \gamma)} \right)^{1/2} \quad (5.6)$$

on  $c_p$  és la calor específica a pressió constant, aproximadament  $1005 \text{ J deg}^{-1} \text{kg}^{-1}$  per l'aire sec. Aquesta equació mostra que l'altura de la CBL per un temps donat depèn primerament de l'arrel quadrada del flux de calor a la superfície abans que del temps. De matí,  $Q_0$  és aproximadament una funció lineal del temps, per tant l'alçada de la CBL també creix linealment amb el temps. El cim en un dia d'estiu és típicament de 1 o 2 km.

L'equació (5.6) és una simplificació de la realitat. Es poden fer tres importants correccions:

- 1) S'ha de tenir en compte, no només la calor emesa pel terra, sinó també la de l'aire càlid que prové del cim de la ABL. Aquestes correccions han estat estimades per Tennekes (1973), Carson (1973), Stull (1976), i Tennekes i Driedonks (1981). Normalment l'estimació basada en l'equació anterior s'ha d'incrementar en un 10%.
- 2) La subsidència a gran escala fa minvar  $z_i$ .
- 3) L'advecció horitzontal d'aire d'una altra regió amb diferents característiques pot causar canvis en la  $z_i$  local. Tant aquesta com la correcció anterior han estat tractades per Deardorff (1972).

A la pràctica, sovint s'utilitza una estimació de l'alçada de la CBL sense recórrer a l'equació (5.6) com suggereixen Benkley i Schulman (1979). Ells recomanen trobar aquesta alçada com la intersecció entre el perfil de temperatura de bon matí i un perfil adiabàtic a partir de la temperatura de la superfície. Aquest mètode és especialment inexacte a primera hora de la tarda, ja que passat el màxim de temperatura l'alçada es manté, malgrat decreixi la temperatura.

### 5.2.2. Mètode basat en el perfil de flux de calor

Mc Bean i Mc Pherson (1976) i Yokoyama, et al., (1977) van mostrar que utilitzant teoria de semblança es pot escriure

$$\sigma_w^2 = \overline{\omega'^2} \approx A \left( z \left( -\overline{u'w'} \frac{d\overline{U}}{dz} + \delta \frac{g}{\theta} \overline{w'\theta'_v} \right) \right)^{2/3} \quad (5.7)$$

on  $\sigma_w$  és la desviació estàndard de la velocitat vertical,  $A$ ,  $\delta$  són constants,  $-\overline{u'w'} \frac{d\overline{U}}{dz}$

és la producció de turbulència mecànica local,  $\frac{d\overline{U}}{dz}$  és la cisalla mitjana,  $\frac{g}{\theta} \overline{w'\theta'_v}$  és la

producció de turbulència tèrmica local de la força d'empenta,  $z$  és l'alçada,  $\theta'_v$  és la pertorbació de la temperatura potencial virtual i  $u'$  i  $w'$  són respectivament les pertorbacions de la velocitat horitzontal i vertical.

En una capa ben barrejada la producció mecànica és negligible i, per tant, es pot simplificar l'expressió anterior obtenint

$$\sigma_w^2 = \alpha \left( z \left( \frac{g}{\theta} \overline{w'\theta'_v} \right) \right)^{2/3} \quad (5.8)$$

on  $\alpha = A\delta^{2/3} \approx 1.4$

(segons Caughey and Readings 1974 i Mc Bean i Mc Pherson 1976).

Així, el flux de calor a qualsevol altura resta com

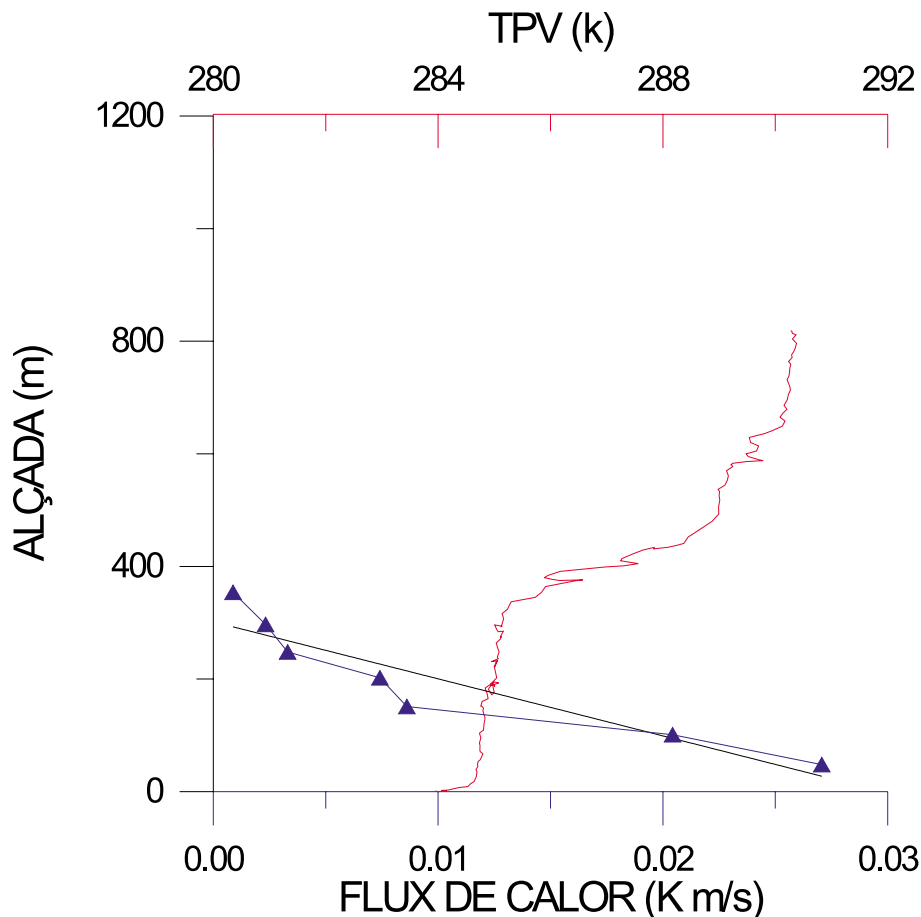
$$\overline{w'\theta'_v} = 1.4^{-3/2} (\overline{\theta'_v} / g) (\sigma_w^3 / z) \quad (5.9)$$

En una capa dominada per la convecció es pot suposar que el flux de calor decreix linealment amb l'altura (Driedonks i Tennekes, 1984; Stull i Driedonks, 1987); llavors extrapolant la recta fins  $z=0$  es pot trobar el flux superficial un dels valors més influents en la dispersió de contaminants. D'altra banda, és conegut que l'alçada de la ML es pot definir com l'altura a la qual el flux de calor es fa nul aproximadament, de manera que on l'esmentada recta talla l'eix de les altures (OZ) marcarà l'alçada de la capa de barreja.

A continuació es presenta una comparació del mètode on les dades de  $\sigma_w$  per determinar el valor del flux de calor s'han obtingut directament del sodar.

### **5.2.2.1. Comparació sodar (mètode $\sigma_w$ ), baló captiu**

En 1995 es va realitzar una campanya intensiva de sondatges amb baló captiu al costat del sodar en la qual es mesuraven directament valors de  $\theta'_v$  i el sodar subministrava valors de  $\sigma_w$  en altura (GLOBUS95). Amb les dades d'aquesta campanya i l'equació (5.9) es pot mostrar que el flux de calor en la CBL és funció lineal de l'altura (decreix linealment a mesura que es puja).



**Figura 5.2:** Alçada de la capa de barreja: amb línia contínua  $\theta_v$  segons baló captiu i amb triangles segons el mètode  $\sigma_w$  del sodar.

Per il·lustrar la comparació es presenta la figura 5.2, exemple extret de la campanya abans esmentada. En la figura es pot observar clarament, segons el perfil de temperatura potencial virtual, una capa de barreja molt ben desenvolupada ( $\frac{\partial \theta_v}{\partial z} \approx 0$ ) i també

queda molt marcat on acaba aquesta (segons el perfil de temperatura potencial,  $\frac{\partial \theta_v}{\partial z} >$

0). Aproximadament l'alçada de la CBL estaria sobre els 350 m. D'altra banda es disposa del perfil de flux de calor calculat mitjançant  $\sigma_w$  amb el sodar. S'observa que aquest decreix amb l'altura i com es fa nul aproximadament quan arriba al cim de la capa de barreja. També s'ha volgut significar que aquest decreixement és aproximadament lineal afegint la recta de regressió que, com es pot veure sotaestima lleugerament  $z_i$ .

La sotaestimació s'explica per l'incompliment de les premisses inicials: el terme de producció mecànica local que s'ha despreciat en la teoria no és totalment negligible; una capa de barreja teòrica on  $\theta$  és constant; els efectes de la mitjana volumètrica efectuada pel sodar (capítol 2) i també la bondat del perfil de  $\sigma_w$  proporcionat pel sodar (Neff 1994). Malgrat tot, l'aproximació és força acceptable.

Si s'intenta utilitzar l'equació (5.9) per extrapolar  $Q_0$  com s'ha comentat anteriorment s'observa que els resultats no s'adeqüen a la realitat quan la cisalla és important en les capes baixes (SL) (Weill, et al., 1980).



### 5.2.3. *Mètode basat en el perfil de (EI) del sodar*

En la teoria de propagació del so en un medi turbulent, Neff i Coulter (1986) mostren, que la intensitat d'eco retrodifosa (EI) del sodar, corregida per l'atenuació, és proporcional al paràmetre d'estructura de l'índex de refracció acústic  $C_N^2$ .  $C_N^2$  bàsicament depèn de l'estructura tèrmica, és a dir, del paràmetre d'estructura tèrmica  $C_T^2$  el qual caracteritza la intensitat a petita escala de les inhomogeneïtats de temperatura com es va mostrar en el capítol 2. Així EI dona informació sobre l'estructura turbulenta de l'ABL. No obstant  $C_T^2$ , i per tant EI, no és un paràmetre turbulent fàcil d'interpretar, ja que reflecteix de forma complexa les contribucions dels fluxos locals de calor i moment així com els gradients de temperatura i vent.

L'estudi del perfil de EI a través del sodar facilitarà l'estudi de l'estructura de la ML. L'alçada de la ML,  $z_i$ , s'identifica normalment amb la base d'una inversió elevada o capa estable que limita la capa de barreja. Aquesta alçada resulta ser el segon màxim del perfil de EI (el primer màxim visualitza el gradient superadiabàtic superficial). Així  $z_i$  pot ser determinada directament com l'alçada d'una capa elevada d'ecos en el registre del sodar o com el corresponent segon màxim en els valors digitals de perfil de  $C_T^2$  o EI (Beyrich 1996, comunicació personal). Hi ha nombrosos estudis en la bibliografia amb una bona correspondència entre les mesures del sodar de la  $z_i$  i mesures directes realitzades per avió, baló captiu o radiosondatges (Coulter, 1979; Kaimal et al., 1982; Melas 1990).

Això no obstant, la determinació directa de la  $z_i$  proporcionada pel sodar és possible només si aquesta es troba en el rang de funcionament de l'instrument, és a dir, entre uns 500 i 1000 m per la majoria dels sistemes comercialitzats. Això es pot considerar una greu limitació per aplicacions operatives sobre tot a l'estiu, tot i que hi ha diferents mètodes per estimar la  $z_i$  per sobre del rang del sodar a partir de dades subministrades per aquest.

#### 5.2.3.1. *Comparació sodar (mètode EI), radiosondatge.*

Els resultats obtinguts a partir del radiosondatge (BRINV92), en particular els corresponents a la temperatura potencial virtual, es comparen amb la informació subministrada pel sodar, en aquest cas amb els perfils de EI.

A tall d'exemple, a la figura 4.15a, el perfil vertical de  $\theta_v$ , que correspon a les 10:58, mostra la presència de la capa de mescla amb una extensió d'aproximadament uns 300 m. La visualització de la EI mostra valors intensos en les capes baixes corresponents a convecció disminuint amb l'altura. Seguidament el perfil corresponent a les 13:25 UTC, que es presenta en la figura 4.15b mostra la continuïtat de la capa de mescla, tot i que la presència d'una capa estable situada al voltant dels 300 m, tal com indica l'augment del gradient vertical de la  $\theta_v$ , limita el creixement de la convecció. L'observació simultània de la EI, permet veure que a aquesta altura hi ha un retorn d'eco intens corresponent precisament a una capa estable elevada. Aquesta capa estable elevada es pot deduir dels perfils verticals de T i  $\theta_v$ , i confirmar mitjançant els mapes de superfície, que denoten la presència d'un anticicló amb una forta inversió de subsidència.

### 5.2.4. *Mètode basat en el model de microescala BL*

La utilització de tècniques numèriques per a la modelització del comportament de l'atmosfera en les tres escales, en particular dintre de la microescala, ha contribuït notablement al seu coneixement. En aquest camp són ben coneguts els models uni-

dimensionals, que s'executen mitjançant les dades d'un perfil inicial i es forcen a partir dels fluxos superficials i els forçaments dinàmics. El principal problema és la parametrització dels fluxos turbulents. Nombrosos investigadors han treballat en aquest tema i han desenvolupat diferents models. La diferència entre ells bàsicament rau en si el mètode utilitzat és local o no Stull (1988) i dintre dels locals en l'ordre de clausura utilitzat per a tancar el sistema d'equacions, Therry, et al., (1983).

### 5.2.4.1. Breu descripció del model

El model utilitzat en aquest treball ha estat d'ordre 1.5 proposat per Bougeault i Lacarrère (1989) i també amplament desenvolupat i validat amb les dades de la campanya experimental HAPEX-MOBILHY per Cuxart, et al., (1994).

El model està basat en les equacions que governen la capa fronterera atmosfèrica horitzontalment homogènies, que contenen les aproximacions de Boussinesq, però negligeixen, en aquest cas en particular, els efectes de la calor latent i la radiació. Això es justificable per simulacions durant el dia i amb cel clar. S'imposen els valors del paràmetre de Coriolis ( $f$ ), del perfil de vent geostrofic ( $U_g, V_g$ ), de la velocitat vertical ( $w$ ), i del terme d'advecció ( $ADV_H$ ).

Les equacions es poden escriure sota la forma genèrica

$$\frac{\partial \bar{\xi}}{\partial t} = F_{\bar{\xi}} + \left( \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial t} \right)_{turb} \quad (5.10)$$

on  $F_{\bar{\xi}}$  és un terme de forçament degut als efectes de gran escala, i el segon terme de la dreta correspon als efectes de la turbulència. El terme de forçament condueix a la desestabilització estàtica o dinàmica, i el terme turbulent restableix l'estabilitat mitjançant la barreja.

El perfil del vent geostrofic es dedueix del sondatge de primera hora del matí i es conserva constant en el temps. La velocitat vertical i les adveccions de calor i calor s'obtenen de l'anàlisi mesoescàlic. El càlcul dels fluxos superficials de calor, humitat i quantitat de moviment necessaris per executar el model s'ha realitzat utilitzant la teoria de semblança de capa superficial de Monin-Obukhov (1954). Les dades inicials necessàries pel càlcul s'han obtingut a partir d'una torre meteorològica de 3 m d'altura dotada amb sensors de temperatura, humitat i vent a dos nivells, dintre de la campanya experimental BRINV92. Llavors, els fluxos s'inclouen en el terme de forçament en els nivells baixos del model.

El terme turbulent es parametritza seguint la tradicional aproximació

$$\left( \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial t} \right)_{turb} = - \frac{\partial}{\partial z} (\overline{\xi' w'}) \quad (5.11)$$

on  $\overline{\xi' w'}$  és el flux turbulent de la magnitud  $x$ . Aquest fluxos són calculats mitjançant la teoria  $k$ .

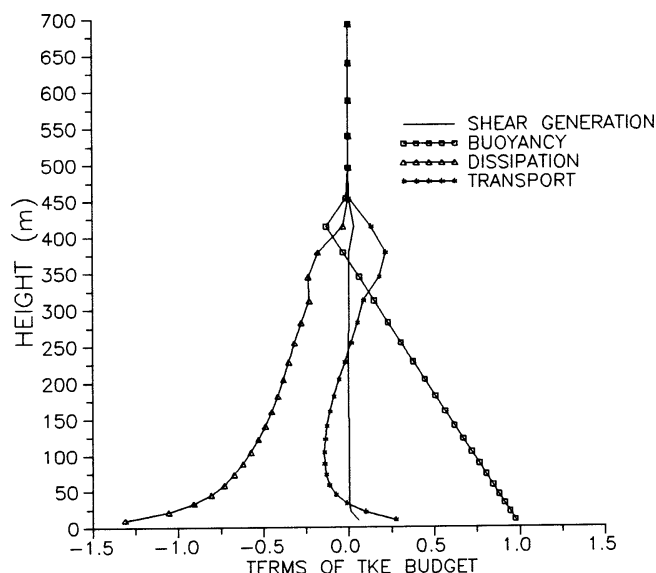
Els coeficients de difusió vertical estan relacionats amb l'energia cinètica turbulenta (TKE) i amb la longitud característiques dels remolins (Bougeault, et al., 1989). La seva discretització numèrica es troba en detall a Cuxart et al. (1994).

Les sortides estàndards del model són les següents:

- 1 Els perfils mitjos dels fluxos turbulents  $\overline{\theta' w'}$ ,  $\overline{q' w'}$ .
- 2 Els perfils dels valors mitjos de  $\theta_v$ ,  $q$  (humitat específica),  $U$  i  $V$ .
- 3 L'evolució diària de l'alçada de la capa fronterera atmosfèrica (considerada com l'altura del nivell on el flux de calor és mínim)

#### 4 La TKE i els termes del balanç de la TKE per la capa fronterera.

En aquest cas, no s'ha tingut en compte l'advecció horitzontal a causa de la situació anticiclònica, tot i que pot provocar errors cap al migdia quan la brisa estigui ben desenvolupada. En la figura 5.3, balanç de la TKE donat pel model al migdia, es pot veure que la producció dinàmica de la TKE és molt dèbil i en conseqüència l'evolució de l'ABL és regeix principalment per la producció tèrmica i la dissipació.



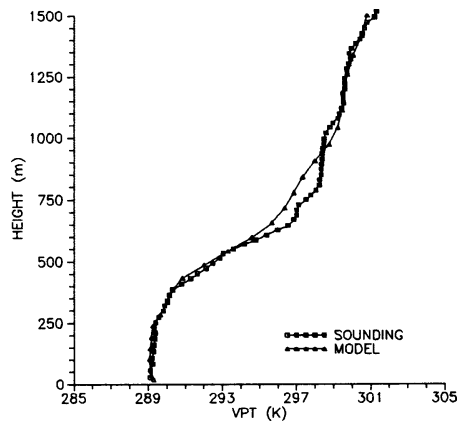
**Figura 5.3:** Termes del balanç de l'energia cinètica turbulenta subministrats pel model BL al migdia, (Soler, et al., 1996).

La subsidència anticiclònica s'ha modelat mitjançant l'estimació d'una advecció vertical amb una velocitat vertical descendent deduïda a partir de l'anàlisi sinòptic. Els valors de capa superficial de TKE s'han imposat de la relació de semblança  $e = 3.75 u_*^2 + 0.3 w_*^2$  per condicions d'inestabilitat i  $e = 3.75 u_*^2$  per situacions d'estabilitat, similars al model proposat per Wynwaard i Coté (1974).

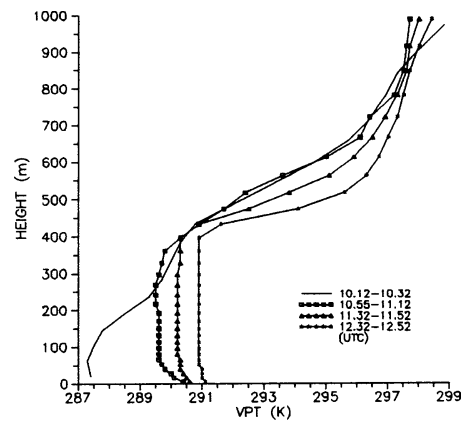
L'escala vertical que s'ha pres és logarítmica amb 40 nivells fins a 2000 m i el pas de temps del model ha estat de 20 segons.

#### 5.2.4.2. Comparació model, sodar (El) i radiosondatge

El model s'ha executat amb les dades de la campanya experimental BRINV92, (Soler, et., 1996). S'inicialitza amb el sondeig de les 05:45 UTC i després evoluciona fins l'hora del pròxim sondeig, i es realitza llavors la validació. Malgrat el model ha estat validat en altres ocasions, es presenten en la figura 5.4 els perfils verticals de la  $\theta_v$  calculats a partir del radiosondatge i del model. Els resultats corresponen a les 10:58 UTC, i el model ha estat executat des de les 08:20 UTC. La quasi total coincidència permetrà comparar les dades del sodar i del model en qualsevol instant de temps. Una aplicació del model ha estat analitzar l'altura de la capa de mescla, així com la seva evolució temporal, mitjançant diferents criteris. La figura 5.5 mostra la seva evolució, a través dels perfils de  $\theta_v$ , per a diferents intervals de temps. El model la simula bé, encara que sobreestima la seva alçada al final de l'evolució, segurament perquè la subsidència imposada no ha estat correctament calculada.

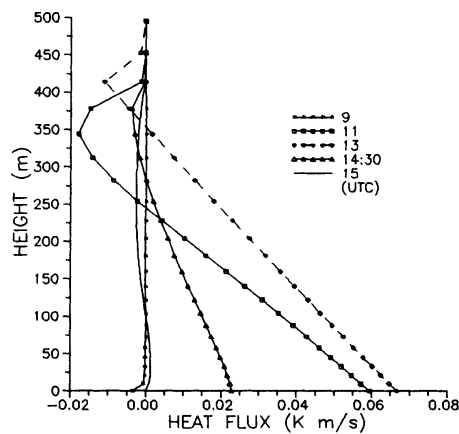


**Figura 5.4:** Perfil verticals de  $\theta_v$  mesurada a les 10:58 UTC pel baló sonda i computada pel model BL, (Soler, et al., 1996).

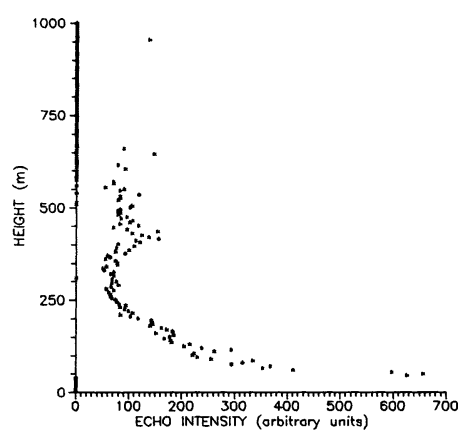


**Figura 5.5:** Modelització (BL) dels perfils verticals de  $\theta_v$  i l'evolució de la ML, (Soler, et al., 1996).

El model permet també utilitzar un altre criteri per a determinar l'altura de la ML mitjançant el mínim del flux turbulent de calor. Els resultats es presenten a la figura 5.6 i són consistents amb els extrems dels perfils de  $\theta_v$  i també amb el balanç de TKE (figura 5.3) que determinen el cim de la ML al voltant dels 400 m.



**Figura 5.6:** Modelització (BL) dels perfils verticals de flux de calor i l'evolució de la ML (Soler, et al., 1996).



**Figura 5.7:** Perfil vertical de EI (sodar) pel període 11:32 –11:52, que mostra l'alçada de la ML (segon màxim) (Soler, et al., 1996).

Finalment els resultats han estat comparats amb els perfils de EI. En la figura 5.7 s'observa com el primer màxim indica el fort escalfament a prop de la superfície (gradient superadiabàtic) i el segon màxim correspon a la inversió que limita la ML sobre uns 400 m. Així es pot concloure que la comparació és satisfactòria.

### 5.2.4.3. Comparació model i sodar ( $C_T$ )

En aquest subapartat es calcularà la  $C_T^2$  mitjançant el sodar i el model, ja que el seu perfil també donarà una bona estimació de l'alçada de la ML, com s'ha vist en el punt 5.2.3. Primerament es fa a partir del model que parametriza  $C_T$  en funció de la  $z_p$ ,

calculada a través del criteri del flux. La teoria de semblança de capa de mescla prediu un creixement de  $C_T^2$  amb l'altura fins a la meitat de la capa, explicat com  $z^{-4/3}$  (Wyngaard, et al., 1971 i Kaimal, et al., 1976). Seguint la formulació d'aquesta teoria es pot obtenir:

$$\begin{aligned} C_T^2 &= \theta_*^2 z_i^{-2/3} 2.66 (z/z_i)^{-4/3} & 0.1 z_i \leq z \leq 0.5 z_i \\ C_T^2 &= \theta_*^2 z_i^{-2/3} 6.72 & 0.5 z_i \leq z \leq 0.7 z_i \\ C_T^2 &= 19.52 \theta_*^2 z_i^{-2/3} (z/z_i)^3 & 0.7 z_i \leq z \leq z_i \end{aligned} \quad (5.12)$$

on  $\theta_*$  és temperatura convectiva ( $\theta_* = Q_0 / w_*$ ).

D'altra banda el perfil vertical de  $C_T^2$  es pot estimar a partir de les dades subministrades pel sodar seguint Neff (1975) i Keder (1989). En ambdós casos les equacions són conseqüència directa de la combinació de l'equació del sodar i la secció eficaç (Tatarski,1961):

a) D'acord amb Neff,

$$C_T^2 = P_R T_0^2 e^{2\alpha R L_e} / (E_R [P_T E_T] [c\tau] [AG/R^2] [0.0039 k^{1/3}]) \quad (5.13)$$

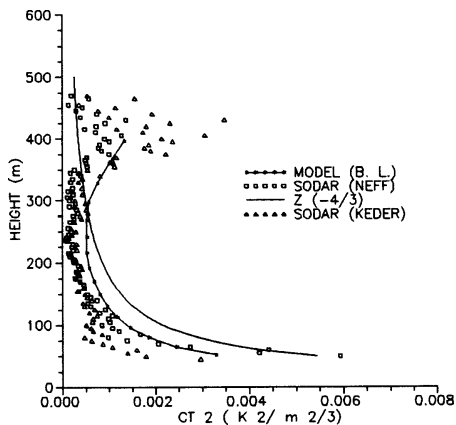
on  $P_R/E_R$  és la potència rebuda;  $P_T E_T$  és la potència radiada;  $e^{2\alpha R}$  és la potència perduda per causa de l'atenuació del so en el seu viatge,  $\alpha$  és el coeficient mig d'atenuació al volum dispersat en el rang R molt depenent de la freqüència i la humitat i poc sensible a la temperatura i la pressió;  $c$  és la velocitat local del so;  $\tau$  és longitud del pols;  $AG/R^2$  és l'angle sòlid de l'obertura de l'antena A al rang R des del volum dispersat, modificat per un factor efectiu d'obertura G ( $G=1$  per l'antena vertical); i  $L_e$  és l'eficiència efectiva deguda a les pèrdues causades per l'excés d'atenuació.

b) D'acord amb Keder

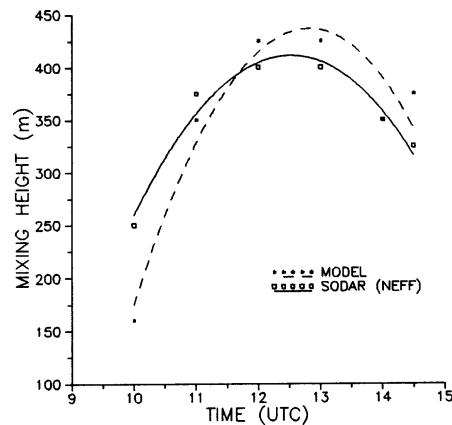
$$C_T^2 / T^2 \approx (EI)^2 e^{2\alpha R} \quad (5.14)$$

El factor de proporcionalitat,  $9.48 \cdot 10^{-14}$ , va ser determinat per Keder en una campanya experimental per un sodar similar a l'utilitzat en aquest treball.

En ambdós casos, l'atenuació molecular a s'ha determinat a partir dels perfils de pressió de vapor d'aigua, de temperatura i de pressió donats pel radiosondeig. Els paràmetres utilitzats per Neff (1975) han estat facilitats pel fabricant.



**Figura 5.8:** Comparació dels perfils de  $C_T^2$  obtinguts mitjançant la modelització (BL) i els calculats segons el sodar, (Soler, et al., 1996).



**Figura 5.9:** Comparació de l'alçada de la ML segons el model (BL) i el sodar, (Soler, et al., 1996).

Els perfils de  $C_T^2$ , calculats al migdia, es mostren en la figura 5.8 juntament amb la funció de semblança  $Z^{-4/3}$  de Wyngaard, et al., (1971) per una capa fronterera inestable. S'observa que els tres mètodes presenten perfils de  $C_T^2$  semblants. Malgrat que, en alguns casos, els valors difereixen en un factor dos i, per tant, no es poden utilitzar com variables d'entrada pel càlcul d'altres variables, el seu perfil permet fer una estimació acceptable de l'alçada de la ML.

En conclusió, tots els mètodes suggereixen l'alçada de la ML al voltant dels 400 m. Aquesta concordança ha permès comparar l'evolució diürna de  $z_i$  donada quantitativament pel model i qualitativament pel sodar, figura 5.9.

### **5.3 Conclusions**

Els resultats mostren que el sodar detecta de forma molt acceptable la inversió de subsidència si la seva base és per sota dels 600 m aproximadament, la presència de capes estables elevades i l'evolució i alçada de la capa de mescla.

## Capítol 6

### *Capa fronterera estable*

En condicions de lleugera estabilitat, la turbulència és més o menys contínua i les característiques de la SBL es poden expressar en termes dels fluxos superficials (Nieuwstadt i Driedonks, 1979; Wittich i Roth, 1984). No obstant, quan l'estratificació és moderada o forta, el desenvolupament de les inversions de radiació tendeix a inhibir la producció de turbulència. Sota aquestes condicions la turbulència és generada intermitentment (Kondo et., 1978; Mahrt, 1989) principalment per la cisalla local, i està relacionada amb els fluxos superficials només indirectament (Arya, 1981; Mahrt 1985). Les situacions molt estables estan associades normalment a nits amb cels clars i vents dèbils, o adveccions d'aire calent sobre un terra fred (Mahrt, 1999) com, per exemple, el pas d'un front càlid o a prop de la línia de costa.

En contrast amb la turbulència d'origen convectiu, la turbulència en la SBL es troba en un delicat balanç dinàmic. És produïda per la cisalla del vent (producció mecànica) però destruïda per l'empenta negativa (destrucció tèrmica) i la dissipació viscosa. Aquest delicat balanç varia d'un cas a un altre, i crea capes fronterers estables amb una certa barreja o sense cap turbulència. A vegades la turbulència en la SBL és esporàdica i intermitent, i permet que les porcions més elevades d'aquesta es puguin desacoblar dels forçaments superficials. Com a resultat d'aquesta complexitat, la SBL és difícil de descriure i modelar i, per tant, molts dels conceptes presentats en aquest capítol canviaren amb la recerca futura.

En la figura 1.3 es mostraven els perfils típics de les variables mitjanes en la SBL pel cas d'una lleugera barreja turbulenta. L'estabilitat estàtica més gran es dona a prop del terra i va decreixent suaument cap a la neutralitat amb l'altura.

En zones amb una certa orografia els vents poden tenir característiques molt complexes. En els primers metres (2 a 10 m), l'aire fred cau pendent avall i crea els vents de drenatge o catabàtics. La direcció la determina la topografia local, la velocitat és governada per l'empenta, la fricció i l'entranyament. En zones planes o en la base de les valls o en depressions geogràfiques el vent acaba per encalmar-se.

En altura els forçaments d'escala sinòptica i mesoescala esdevenen molt importants per la SBL. La velocitat de vent pot incrementar amb l'altura arribant a un màxim al cim de la SBL. La capa on es troba el màxim de vent té una velocitat, a vegades, més elevada que el vent geostrofic i es coneix com el nocturnal jet o low-level jet, que augmenta la cisalla i per tant genera turbulència. La direcció vira amb l'altura. Per sobre del jet, la velocitat i la direcció canvien suaument per convertir-se en geostrofiques. El perfil de vent no és constant i evoluciona durant la nit.

Els moviments verticals resten suprimits per l'estabilitat, tot i que a voltes oscil·lacions de l'empenta originades per l'orografia produeixen ones de gravetat, que poden suprimir o afavorir la turbulència.

La humitat és també difícil de classificar, ja que a vegades l'evaporació de la superfície

continua durant la nit i en altres llocs o temps es pot arribar a la condensació o pot glaçar. En casos amb poca turbulència es poden donar forts gradients de temperatura a prop de la superfície. El delicat balanç entre la turbulència i l'estabilitat es pot observar en els fràgils processos de formació i dissipació de la boira.

Els contaminants o altres escalars que són emesos en la SBL es difonen horitzontalment en fines capes. La forta cisalla del vent i el canvi de direcció produeix a vegades una estructura de multicapes on es troben els diferents contaminants. Aquesta estructura vertical de fines capes, que en el cas dels contaminants és visible, també es dona en temperatura, humitat i turbulència (Gossard, et al., 1985).

## 6.1. Determinació i valoració de l'alçada de la SBL

En nits clares amb vents suaus, només la part més baixa de la inversió nocturna és contínuament turbulenta. En aquesta regió es determina un nombre de Richardson per sota del valor crític de 0.25. També és en aquesta capa on es mesclen els contaminants i el sostre de la qual,  $h$ , es pot detectar, de forma més fefaent, mitjançant sodars.

Mahrt, et al., (1979) reconeixen tres capes dintre de NBL. En la part inferior, la capa de barreja, ja anomenada, amb una alçada  $h$ . A continuació hi ha una regió sense turbulència o amb turbulència intermitent, en la qual la calor és transferida majoritàriament per radiació. I, en la part superior, una capa on la turbulència està governada per la cisalla local del vent. Aquestes tres capes han estat modelades per André, et al., (1978).

En el present no tothom accepta una única definició de l'alçada de la SBL i es proposen una sèrie de criteris segons l'autor. En la taula 6.1 es troben els principals i més utilitzats entre la majoria d'autors contemporanis. Ha estat verificat segons l'anàlisi de dades experimentals (e.g., Mahrt, et al., 1979 i Arya 1981) que les alçades calculades mitjançant els diferents criteris, esmentats en la taula anterior, no coincideixen entre elles. Sovint també mostren una evolució diferent durant la nit.

**Taula 6.1:** Criteris i mètodes per la determinació experimental de l'alçada de la SBL.

### ***Criteris i mètodes per la determinació experimental de l'alçada de la SBL***

#### **Criteris basats en perfils de variables mitjanes (vent, temperatura, humitat, concentració)**

- alçada on el low-level jet és màxim
- el límit superior de la capa amb una cisalla de vent significant
- el cim de la inversió de superfície o de la capa estable
- alçada de la primera discontinuïtat del perfil de la temperatura
- alçada de la primera discontinuïtat en el perfil dels aerosols o altres gasos (contaminants)

#### **Criteris basats en perfils de variables turbulentes (fluxos, variacions, TKE, paràmetres d'estructura)**

- alçada on alguns paràmetres turbulents es redueixen a un petit percentatge del seu valor a la superfície o decreixen per sota d'un cert valor llindar (TKE, fluxos...)
- alçada a la qual el nombre de Richardson excedeix el seu valor crític
- alçada del màxim gradient o curvatura dels perfils de variacions o paràmetres d'estructura



### 6.1.1. Mètode basat en parametritzacions superficials

En una primera fase, quan només es disposava de variables mitjanes i del sodar, es va realitzar un petit experiment de comparació utilitzant, per una banda, diferents parametritzacions de capa superficial i d'altra banda els retorns d'eco subministrats pel sodar (EI).

A partir d'arguments de variables d'escalat, Zilitinkevich (1972) proposà la següent expressió:

$$h = c \left( \frac{u_* L}{f} \right)^{1/2} \quad (6.1)$$

on  $f$  és el paràmetre de Coriolis,  $u_*$  és el tensor de Reynolds a la superfície més coneguda com la velocitat de fregament,  $c$  és una constant i  $L$  és la longitud d'Obukhov. El valor de la constant varia entre 0.22 i 0.7 (Caughey, 1982). Moltes investigacions basades en teoria de semblança, especulen sobre l'alçada de la capa estable. Una variant de l'expressió anterior proposada per Koracin i Berkowicz (1988) després d'haver processat i estudiat les dades obtingudes durant l'experiment EPRI (Electric Power Research Institute) és

$$h = \frac{0.07 u_*}{f} \quad (6.2)$$

El problema de les expressions anteriors és que el paràmetre que utilitzen cadascuna d'elles depèn, en certa forma, de les condicions de superfície del lloc en concret on han sorgit. Sense cap altra possibilitat i coneixent que l'expressió actualment és utilitzada per investigadors francesos en absència d'altre material (comunicació personal) s'ha emprat aquesta última pel càlcul d' $h$ .

Com que, en aquest cas, no es disposava de perfil vertical de vent ni de mesures turbulentes s'ha optat per estimar la  $u_*$  en funció del mòdul de la velocitat horitzontal a 10 m,  $M$ , i del coeficient de transferència de massa,  $C_D$ , que depèn del tipus de sòl, de la cobertura vegetal i del caràcter de l'estratificació. Així es té

$$u_* = (C_D M^2)^{1/2} \quad (6.3)$$

Tenint en compte que es tracta d'estratificació estable i el tipus de sòl és bàsicament arbre de fulla caduca els valors assumits de  $C_D$  són  $16 \cdot 10^{-3}$  i  $8 \cdot 10^{-3}$  en el cas d'arbre amb i sense fulla respectivament.

#### 6.1.1.1. Mesura experimental indirecta mitjançant la EI del sodar

L'estructura vertical de la capa fronterera atmosfèrica durant la nit, segons ja s'ha indicat anteriorment, consta d'una capa superficial estable i immediatament damunt seu hi ha la capa residual (RL), anomenada així perquè el seu estat inicial i els valors tant de les variables meteorològiques (temperatura ...) com el de la concentració de contaminants es correspon pràcticament als de la recent destruïda (per sota) capa de mescla. Aquesta capa residual es caracteritza per tenir estratificació totalment neutral o indiferent i, per tant, un gradient quasi adiabàtic. Aquesta característica en termes de EI, donada pel sodar, es tradueix en una disminució important de la potència retrodifosa, és a dir, de la EI. Aproximadament es pot considerar a partir de l'experiència acumulada entre un 15 o 10 % del seu valor a la superfície. Aquest valor depèn entre altres de l'equip utilitzat (Businger i Arya, 1974; Beyrich i Weill, 1993).

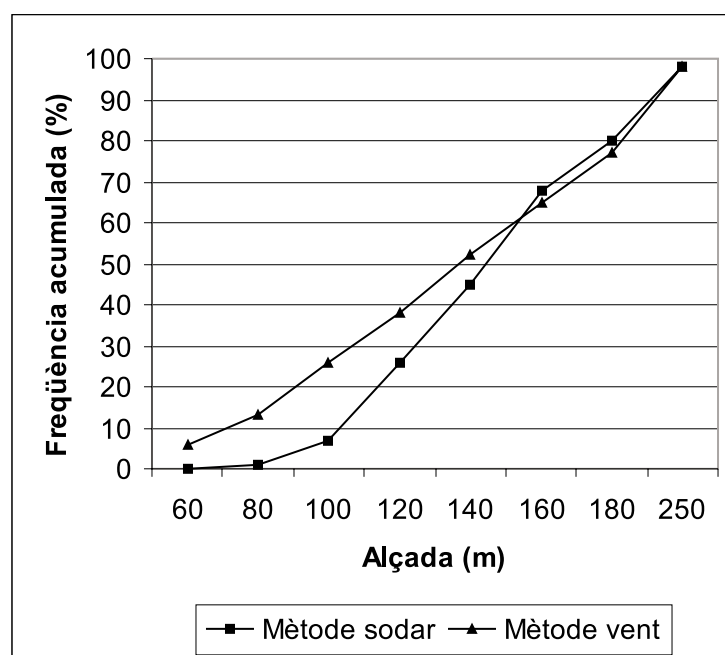
### 6.1.1.2. Comparació dels mètodes

La comparació s'ha restringit als casos on la parametrització de la capa superficial és vàlida, ja que aquesta presenta certes restriccions:

a) quan el mòdul del vent és molt gran, l'alçada de la capa estable,  $h$  és totalment sobreestimada.

b) quan el mòdul del vent és massa petit tampoc no dona bons resultats, ja que l'estima quasi nul·la.

Així, doncs, la comparació s'ha portat a terme en un rang de vents establert entre 0.2 i 3 m/s. Dintre d'aquest rang s'han analitzat 1085 dades i els resultats es presenten a la figura 6.1. La figura representa la freqüència acumulada per alçades, és a dir, la freqüència que donada una altura hi hagi una capa estable d'alçada inferior o igual a aquesta.



**Figura 6.1:** Comparació de la freqüència acumulada per alçades de SBL segons el sodar i una parametrització superficial (6.2)

### 6.1.1.3. Conclusions

Es pot observar que l'acord entre els dos mètodes és força correcte a partir de 140 m. La tendència que s'aprecia és que el mètode de parametrització de capa superficial sobreestima les alçades petites i subestima les alçades grans.

És notable ressaltar que en el 50% dels casos estudiats l'alçada de la capa estable és inferior als 140 m amb les repercussions sobre dispersió de contaminants que això comporta.

### 6.1.2. Mètode basat en el paràmetre d'estructura tèrmica ( $C_T$ )

En la teoria de la propagació del so en un medi turbulent (Neff i Coulter 1986) s'ha mostrat (equació 5.14), que la intensitat d'eco retroemès (EI), corregit per l'atenuació, és proporcional al paràmetre d'estructura tèrmica  $C_T^2$ , el qual caracteritza la intensitat

a petita escala de les inhomogeneïtats de la temperatura. Així EI dóna informació sobre l'estructura turbulenta de l'ABL, com ja s'ha comentat en el capítol anterior. D'acord amb Corrsin (1951), el paràmetre d'estructura tèrmica per turbulència isòtropa i homogènia es pot posar en funció de la raó de dissipació de l'energia cinètica turbulenta  $\varepsilon$  i de destrucció de la varianza de temperatura  $N$  com

$$C_T^2 = 3.2N\varepsilon^{-1/3} \quad (6.4)$$

Utilitzant parametritzacions de segon ordre per  $\varepsilon$  i  $N$  (Mellor i Yamada 1982)

$$N = -(\overline{w'\theta'}) \frac{d\theta}{dz} \quad (6.5)$$

$$\varepsilon = \beta(\overline{w'\theta'}) - (\overline{u'w'}) \frac{du}{dz} - (\overline{v'w'}) \frac{dv}{dz} \quad (6.6)$$

hom pot fàcilment reconèixer que el valor de  $C_T^2$  depèn dels fluxos de calor i de moment com també dels gradients de temperatura i de vent. En l'equació (6.6) els termes de transport i correlació de la pressió s'han negligit; cosa que sembla real si els fluxos són no massa petits. No obstant, en un cas molt estable, aquests termes poden arribar a ser importants. En la SBL, tant els fluxos locals com els canvis de gradient local responen a diferents processos i fenòmens on el liderat o la negligència d'alguns d'aquests termes pot causar perfils similars de  $C_T^2$  sota condicions totalment diferents en nits diferents o fins i tot durant diferents fases de la mateixa nit. Aquest fet s'ha de considerar com la principal causa de la gran varietat de retorns d'eco de la capa fronterera nocturna i de la majoria dels problemes alhora d'interpretar-los. Així Weill, et al., (1987) van mostrar que durant algunes nits els perfils de  $C_T^2$  eren modificats per ones de gravetat i podien exhibir grans màxims a certes altures difícilment explicables pels models teòrics.

El problema de la determinació de l'alçada de la SBL a partir de la intensitat d'eco retrodifosa (EI) en un sodar ha estat discutida acuradament per Beyrich i Weill (1993). Allí es mostra com la relació entre els valors d'h derivats de les dades del sodar i d'altres formes (mètodes numèrics) de calcular-la depenen de la forma del perfil de EI. Aquestes formes es podrien reduir a tres que es mostren en la taula 6.2.

**Taula 6.2:** Criteris per la determinació de l'alçada de la SBL a partir del perfil de la intensitat d'eco retrodifosa en un sodar.

<b>Forma del perfil de EI o <math>C_T^2</math></b>	<b>Criteri aplicat</b>
1 continuat decreixement amb decreixement del gradient	1 màxima curvatura del senyal de EI o $C_T^2$
2 decreixement no monòton	2 màxim gradient del senyal de EI o $C_T^2$
3 màxim elevat de EI o $C_T^2$	3 alçada del màxim elevat

### 6.1.2.1. Comparació sodar (EI) i radiosondatge

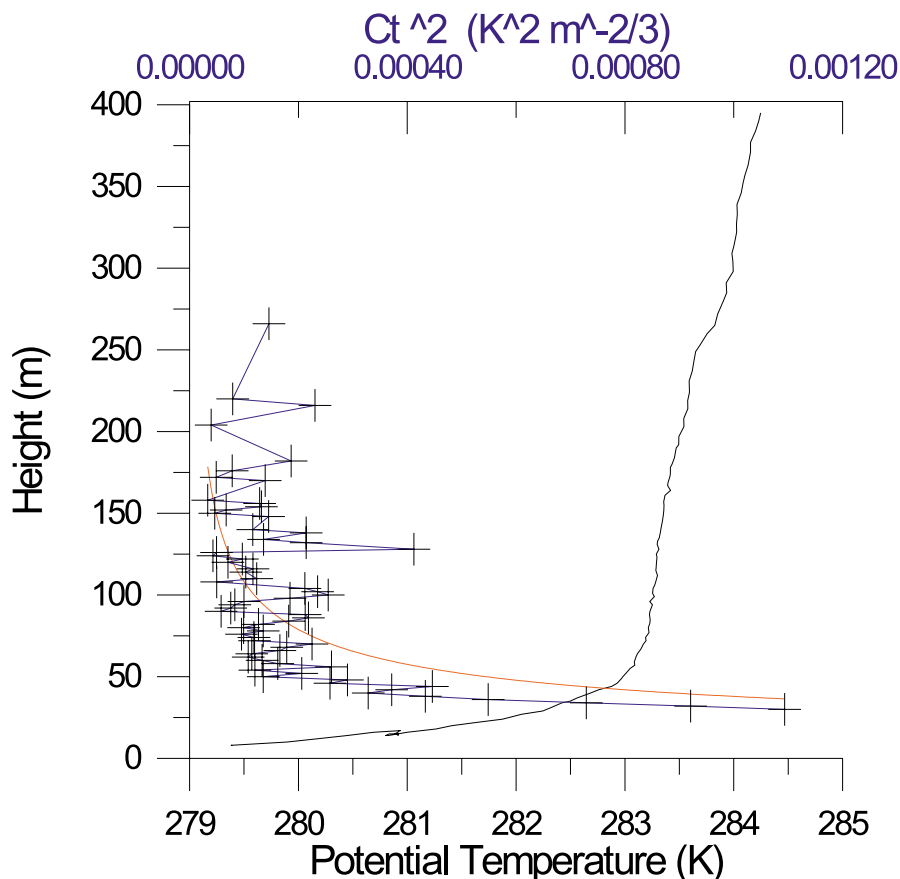
Quan únicament es té disponible el retorn d'eco, l'alçada de la SBL és determinada pel cim de la capa de retorns que estan lligats a terra. Nombroses comparacions amb altres mètodes per determinar aquesta alçada han estat realitzades amb diferents i sovint contradictoris resultats (veure e.g., Singal i Aggarwal, 1979; Nieuwstadt i Driedonks, 1979, Hayashi, 1980; Arya, 1981).

En la figura 4.14 es mostraven dues comparacions de mesures directes d'un radiosondatge amb la visualització de la EI proporcionada pel sodar, (BRINV92). Es pot ob-

servar que la hipòtesi senzilla de situar l'alçada de la SBL on el senyal del sodar desapareix o és molt petit, en aquests casos, és una molt bona estimació d'aquesta. S'ha de dir, però, que en aquests casos la inversió de subsidència que dominava la situació meteorològica definia clarament la fi de la SBL. Malgrat tot es pot concloure que el sodar subministra una primera estimació força acceptable i operativa de l'alçada de la SBL, tret de situacions on les condicions atmosfèriques siguin singulars (forts vents, pluja, etc) casos, d'altra banda, en els quals no es pot parlar d'una SBL ben establerta.

### 6.1.2.2. Comparació sodar ( $C_T$ ) i radiosondatge

En les figures següents es presenten i valoren una sèrie d'exemples, extrets de la campanya VILEXP96, on es plasmen els diferents criteris enunciats per Beyrich (1996) dependent del perfil de  $C_T^2$  esmentats en la taula 6.2.

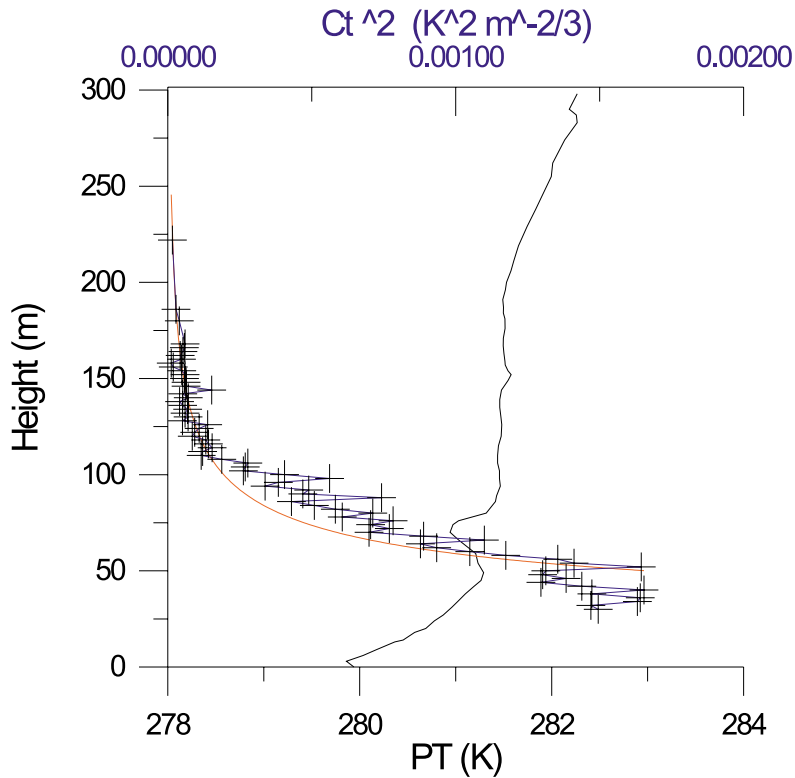


**Figura 6.2:** Comparació de l'alçada de la SBL segons un baló sonda (línia contínua) i el perfil de  $C_T^2$  subministrat pel sodar (línia amb creus).

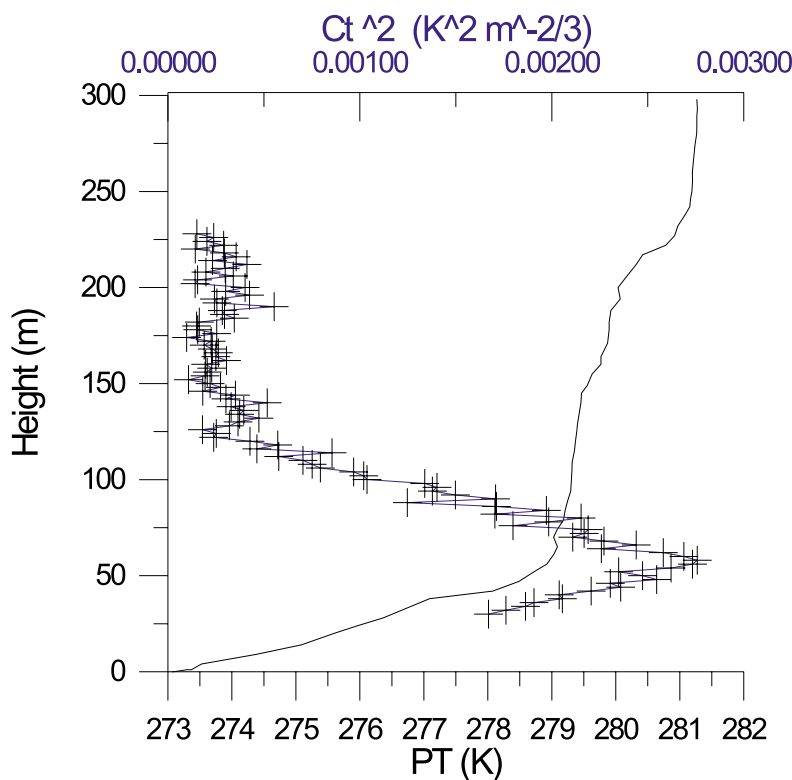
En la figura 6.2 es pot observar segons el perfil de temperatura potencial virtual ( $\theta, PT$ ) que l'alçada de la SBL ( $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ ) estaria al voltant d'uns 75 m. D'altra banda també s'observa amb claredat que el perfil de  $C_T^2$  segueix el criteri (1) de la taula 6.2 i, per tant, l'alçada obtinguda aplicant aquest mètode coincidiria aproximadament amb els

75 m obtinguts. Per trobar la màxima curvatura amb facilitat s'ha estimat el perfil mitjançant una corba contínua i suavitzada.

En la figura 6.3 es pot observar segons el perfil de  $\theta$  que l'alçada de la SBL estaria sobre els 80 m. El perfil de  $C_T^2$  respondria al criteri (2) de la taula 6.2 i amb ajut de la corba suavitzada es pot veure que el màxim gradient d'aquesta es trobaria cap als 70 m aproximadament.



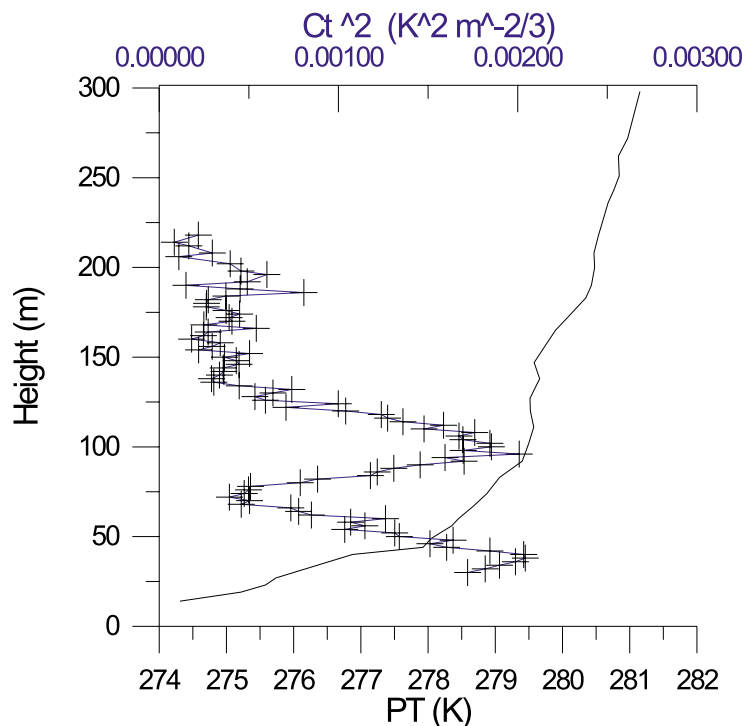
**Figura 6.3:** Comparació de l'alçada de la SBL segons un baló sonda (línia contínua) i el perfil de  $C_T^2$  subministrat pel sodar (línia amb creus).



**Figura 6.4:** Comparació de l'alçada de la SBL segons un baló sonda (línia contínua) i el perfil de  $C_T^2$  subministrat pel sodar (línia amb creus).

En la figura 6.4 es pot observar segons el perfil de  $\theta$  que hi ha una primera i accentuada inversió que arriba fins a uns 60 m, tot i que la inversió encara segueix i es podria dir que l'alçada de la SBL estaria al voltant dels 200 m. Així doncs, es mostra, i serà una de les conclusions d'aquest capítol, ratificat per molts altres exemples, que el màxim de  $C_T^2$ , en aquest cas cap a uns 60 m, marca l'alçada de la inversió més forta lligada a terra (IR). En aquest exemple però no es pot dir que senyali l'alçada de la SBL.

L'estudi continuat dels perfils de  $C_T^2$  o EI ens ha portat a establir l'existència d'altres possibilitats. Aquest és el cas del doble màxim. Com es pot veure en la figura 6.5 el primer màxim marca la inversió més forta i el segon màxim dona l'alçada de la SBL, cap a uns 100 m, que és ratificat pel perfil de  $\theta_v$ .



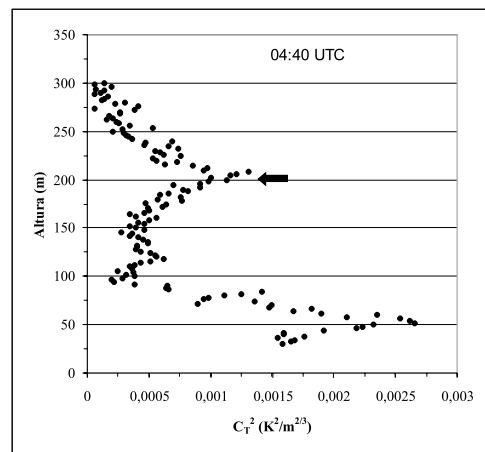
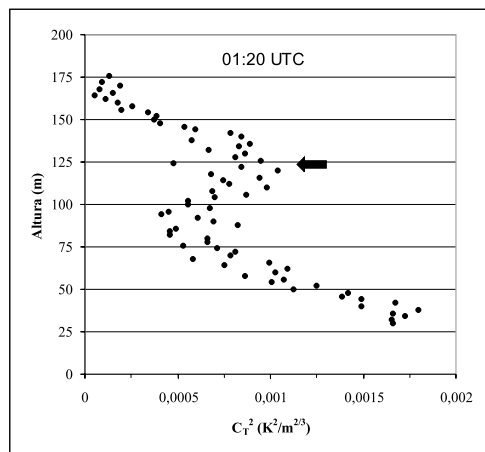
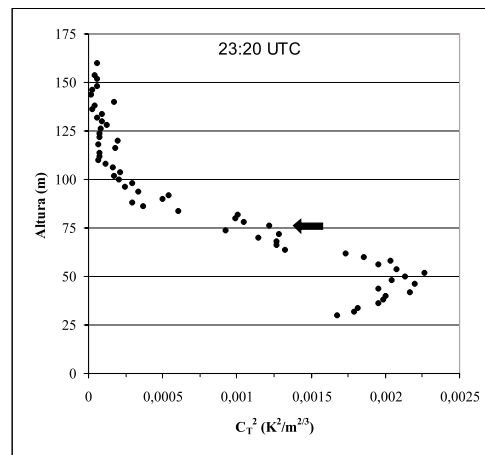
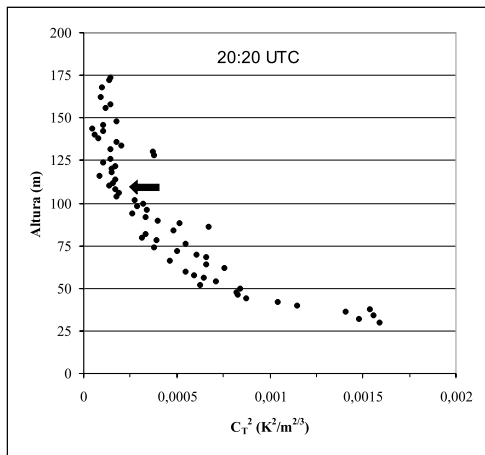
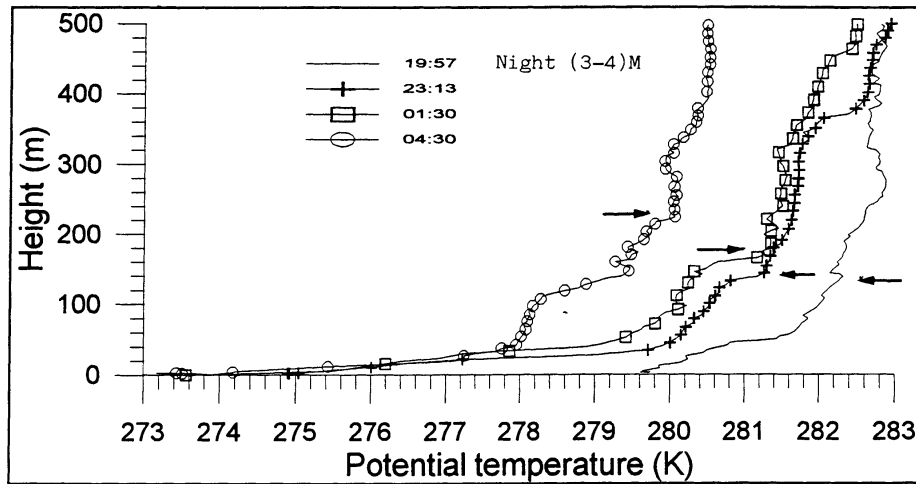
**Figura 6.5:** Comparació de l'alçada de la SBL segons un baló sonda (línia contínua) i el perfil de  $C_T^2$  subministrat pel sodar (línia amb creus).

Finalment, es presenta un exemple seleccionat també de la campanya VILEXP96. Les corresponents alçades estimades,  $h$ , per aquests mètodes estan indicades amb una fletxa i es comparen amb els perfils de temperatura potencial mesurats durant la citada campanya.

L'exemple correspon a la nit del 3/02/96 al 4/02/96, figura 6.6 i s'ha presentat com a exemple de formació d'una capa elevada que es manté durant força hores de la nit. Com s'ha comentat, en el transcurs de la nit els perfils poden variar i, per tant, en diferents fases d'aquesta els perfils s'ajusten a diferents criteris. Els criteris aplicats són dos:

1. Durant les primeres hores de la nit, la inversió tèrmica de radiació és acusada, el perfil d'intensitat d'eco decreix de forma continuada i, per tant, s'aplica el criteri (1). L'alçada estimada amb les dades del sodar és aproximadament 110 m al voltant de les 20:20 UTM i si es comparen amb la obtinguda a partir del radiosondatge, 130 m (19:57 UTM), es detecta una correlació força bona entre elles.
2. En la gràfica de les 23:20 UTM s'entreveu la formació d'una capa elevada que es

mantindrà fins la sortida del sol. Les estructures de multicapes són conseqüència de l'augment de l'estabilitat. Aquestes capes es mostren en el registre sodar com a màxims relatius en altura. En aquest cas el criteri seguit és el del segon màxim, és a dir, l'alçada de la SBL correspondrà a l'altura de la inversió elevada. Aleshores, mentre les dades de sodar proporcionen els següents valors aproximats: 75 m (23:20 UTM), 125 m (01:30 UTM) i 200 m (04:30 UTM), les estimades amb els perfils de radiosondatge marquen 120, 140 i 220 m respectivament.



**Figura 6.6:** Comparació de l'alçada de la SBL segons un baló sonda (línia contínua, a dalt) i el perfil de  $C_T^2$  subministrat pel sodar (línia amb creus, a baix). Les fletxes senyalen l'alçada de la SBL. Nit del 3 al 4/II/1996. (Soler et al., 1996 b)

## **6.2. Conclusions**

El sodar detecta bé la inversió de radiació lligada al terra. Aquesta es situa en el primer màxim de EI.

El criteri de Beyrich es compleix de forma espontània, és a dir, no sempre ni sistemàticament, però hi ha altres observacions: segons màxims i perfils que no s'ajusten a la seva formulació.

Dintre dels casos que s'ajusten es certifica, com l'autor, que el que millor es verifica és el de màxima curvatura.

D'aquesta forma es pot concloure que el sodar proporciona una bona estima de la SBL depenent del perfil del paràmetre d'estructura tèrmica, tot i que com s'havia comentat en la introducció d'aquest capítol el delicat equilibri turbulent existent en aquesta capa la fan problemàtica a l'hora de mesurar-la acuradament.



## Capítol 7

### *Dispersió de contaminants*

La ràpida proliferació industrial i el desenvolupament de grans centres urbans, sumat a l'extraordinari èxit de les modernes tecnologies durant les últimes dècades, si bé és responsable de la millora del nivell mig de vida, també és la causa del vessament de diferents tipus de partícules i gasos perillosos i tòxics a l'atmosfera, els quals estan alterant la qualitat de l'ambient a tots els nivells. Per tant, els paràmetres vinculats amb la qualitat ambiental requereixen ésser supervisats per prevenir i controlar. En general, el coneixement de l'estructura tèrmica i dinàmica de l'atmosfera és essencial en tots els problemes relacionats amb la contaminació atmosfèrica i, en particular, amb els relatius a la difusió de contaminants (Singal, et al., 1989; Gera i Singal, 1990).

La supervisió de la qualitat ambiental pot realitzar-se mitjançant la mesura de diversos contaminants presents en l'atmosfera i també controlant l'estat de la capa fronterera atmosfèrica assumint que ni el nombre ni la distribució de les fonts contaminants no varien. En l'últim cas, el caràcter de l'estratificació tèrmica, la inversió tèrmica de radiació, l'empenta tèrmica (bouyancy), la intensitat de la turbulència, l'alçada de la capa de barreja dels contaminants, la velocitat del vent i el tipus de flux a diferents escales són algunes de les variables meteorològiques que cal conèixer.

Aproximadament 15 anys enrera, es van adonar que la majoria de models de dispersió de contaminants usats per propostes operatives tal com procediments de llicències per plantes industrials estaven substancialment obsolets pel que feia a la modelització de la difusió turbulenta en la capa fronterera atmosfèrica (Weil 1985). Aquests són els coneguts com models Gaussians basats en les categories de dispersió de Pasquill-Gifford o similars. Les dues crítiques més importants eren el fracàs en relació a la diferència qualitativa entre dispersió en una atmosfera estable i inestable, i l'ús de les categories de dispersió en comptes de paràmetres directament relacionats amb la turbulència mecànica i tèrmica. Nous models basats en els avenços dels passats 20 anys (veure Nieuwstadt i van Dop, 1982, i Venkatram i Wynwaard, 1989) han estat introduïts en un gran nombre de països (veure, e.g., Olesen, et al., 1991; Hanna i Paine, 1989; Hanna i Chang, 1993; Charruthers, et al., 1992).

Els esforços en el passat per utilitzar el sodar en els models de dispersió estaven enfocats a calcular les categories de dispersió de Pasquill-Gifford mitjançant les mesures dels sodar. Però com que aquestes categories han quedat lleugerament obsoletes calen noves innovacions també en aquest camp. En els nous models s'han realitzat considerables esforços, que s'han convertit en avenços, en aconseguir millorar els paràmetres d'entrada necessaris per executar-los. El rol potencial que juga el sodar en aquest context es mostrarà en aquest capítol. (Seibert, Moscou 1996)

## 7.1. Anàlisi del perfil vertical de les categories de dispersió de Pasquill

En els models de difusió de tipus gaussià, la concentració en un punt determinat es donada per la següent expressió:

$$c(x, y, z, H_e) = \frac{Q}{2\pi M \sigma_y \sigma_z} \exp\left[-\frac{1}{2} \frac{y^2}{\sigma_y^2}\right] \left[ \exp\left[-\frac{1}{2} \frac{(z - H_e)^2}{\sigma_z^2}\right] + \exp\left[-\frac{1}{2} \frac{(z + H_e)^2}{\sigma_z^2}\right] \right] \quad (7.1)$$

en particular per un sensor a terra,  $z = 0$ , s'obté

$$c(x, y, 0, H_e) = \frac{Q}{\pi M \sigma_y \sigma_z} \exp\left[-\left(\frac{1}{2} \frac{y^2}{\sigma_y^2} + \frac{1}{2} \frac{H_e^2}{\sigma_z^2}\right)\right] \quad (7.2)$$

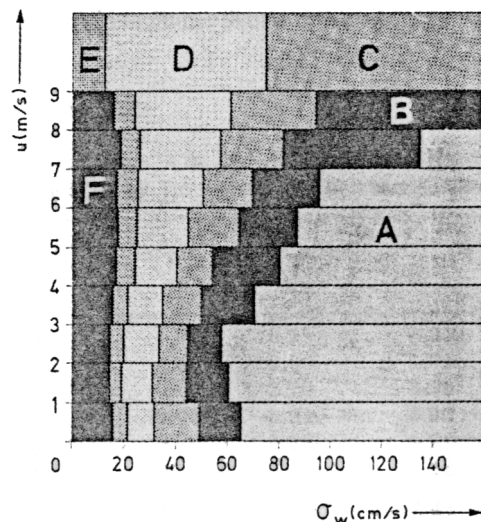
on  $Q$  és la intensitat d'emissió,  $M$  és el mòdul del vent a la  $H_e$ ,  $H_e$  és l'alçada efectiva del focus emissor i correspon a l'alçada geomètrica  $H_g$  més la sobrelevació del plomall  $\Delta H$ ,  $\sigma_y$  i  $\sigma_z$  són les desviacions típiques en els plans  $(x, y)$  i  $(x, z)$  íntimament relacionades amb les fluctuacions turbulentes del vector vent.

Les anteriors variables, excepte la intensitat d'emissió, en aquest tipus de model, es podria dir que depenen bàsicament del tipus d'estabilitat d'estratificació: estable, inestable o indiferent. El caràcter de l'estratificació en principi es pot avaluar amb perfils verticals de temperatura o de TPV, la qual cosa requereix radiosondatges. Pasquill l'any 1962 va idear una classificació que permet, a partir de les dades meteorològiques mesurades habitualment en les estacions meteorològiques, estimar les categories d'estratificació que actualment s'anomenen categories de dispersió de Pasquill (CDP). Aquestes categories són les següents: A molt inestable, B moderadament inestable, C lleugerament inestable, D indiferent, E lleugerament estable i F moderadament estable.

Les categories es poden determinar a partir de les dades meteorològiques habituals, mòdul del vent, radiació solar i percentatge de cel cobert en octaus. Una vegada s'obté el tipus de CDP, la determinació del perfil vertical de vent  $M$ , les desviacions típiques  $\sigma_y$   $\sigma_z$  que fan el paper de coeficients de difusió i la sobrelevació són funció bàsicament del tipus de CDP assignada. Per aquest motiu la CDP és un factor important a l'hora d'avaluar els valors d'immissió i que poden presentar un error considerable si s'ha avaluat a partir de les dades subministrades per les estacions de terra, ja que les CDP poden variar fortament amb l'altura. És precisament en aquest punt que el fet de disposar de mesures, en altura, subministrades per un sodar pot millorar sensiblement els resultats.

### 7.1.1. Càlcul de les CDP amb un sodar

El càlcul de les CDP desenvolupat en aquest apartat mitjançant el sodar es basa en Thomas (1986) en el qual es demostra que hi ha una relació entre  $\sigma_w$ , desviació típica de la component vertical del vent,  $M$  mòdul de la velocitat horitzontal del vent i les CDP, figura 7.1. Aquesta relació és fàcil de comprendre, ja que la  $\sigma_w$  dóna una idea de la convecció (turbulència d'origen tèrmic) i  $M$  té relació amb la turbulència d'origen mecànic. La relació anterior ha permès estimar a partir dels valors de  $\sigma_w$  i  $M$  subministrats pel sodar els perfils verticals de les CDP.



**Figura 7.1:** Esquema de les categories de dispersió de Pasquill segons Thomas, 1986.

A fi de comparar la fiabilitat dels resultats anteriors, també s’han calculat les CDP a partir del gradient geomètric  $\alpha$  definit com  $\alpha = -\delta T / \delta z$  i del mòdul del vent amb les dades de la campanya experimental BRINV92 subministrades per radiosondatge. Els resultats anteriors es presenten a la taula 7.1 on es pot veure que encara que els elements de la diagonal no sempre són els més grans, la discrepància més important sol ser d’una categoria.

**Taula 7.1:** Comparació de les categories de dispersió de Pasquill segons el Baló sonda (RS) i el sodar (SD).

RS/SD	A	B	C	D	E	F	$\Sigma$
A				1.74			1.74
B		2.61		3.48		0.87	6.96
C		3.48	8.70	6.96	0.87	0.87	20.88
D	0.87	0.87	2.61	29.56	2.61	2.61	39.13
E			0.87	14.78	7.83	4.34	27.81
F				0.87	0.87	1.74	3.48
$\Sigma$	0.87	6.96	12.18	57.39	12.18	10.43	100

### 7.1.2. Càlcul de la sobreelevació d’un plomall calent

Per demostrar la utilitat del perfil de les CDP s’ha fet un càlcul de la sobreelevació d’un plomall calent, és a dir, que la diferència entre la temperatura dels gasos emergents i la temperatura de l’aire és superior a 25 °C. S’han considerat les següents expressions:

- Per les categories de la A a la D i per  $x < 10 H$ , sent H l’alçada geomètrica i x la distància a la font,

$$\Delta H = 1.6 P^{1/3} x^{2/3} M^{-1} \tag{7.3}$$

- i per  $x \geq 10 H$

$$\Delta H = 1.6 P^{1/3} (10H)^{2/3} M^{-1} \tag{7.4}$$

- Per la categoria E

$$\Delta H = 2.3 \left( \frac{P}{M \mu} \right)^{1/3} \quad (7.5)$$

- Per la categoria F

$$\Delta H = 5.0 P^{1/4} \mu^{-3/8} \quad (7.6)$$

sent P és el paràmetre d'empenta calculat a partir de

$$P = gr^2 w_s (T_p - T_a) / T_a \quad (7.7)$$

on  $w_s$ ,  $r$ ,  $T_p$  i  $T_a$  són respectivament la velocitat de sortida del gasos, el radi de la font emissora, la temperatura dels gasos emergents i la temperatura de l'aire a l'alçada geomètrica del focus emissor.

I sent  $\mu$  el paràmetre d'estabilitat calculat a partir de

$$\mu = g (\gamma - \alpha) / T \quad (7.8)$$

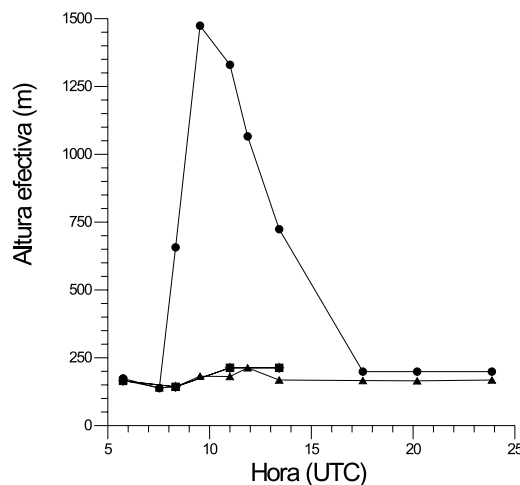
on  $\gamma$  és el gradient adiabàtic de l'aire sec i  $\alpha$  és el gradient geomètric.

El càlcul de la temperatura a l'alçada geomètrica del focus emissor s'ha determinat a partir de l'expressió

$$T_a = T_{a0} - \alpha (H_g - z_0) \quad (7.9)$$

on  $\alpha$  s'ha estimat a partir del perfil del vent i de la CDP donada pel sodar.

Els resultats obtinguts del càlcul de l'alçada efectiva considerant els perfils de la CDP calculades amb les dades donades pel radiosondatge, sodar, i les calculades amb dades d'estació meteorològica són representats a la figura 7.2. El cas estudiat correspon al dia 24-11-92 on la presència d'una forta inversió de subsidència frena de forma considerable l'alçada efectiva. Aquest fenomen s'observa quan es tenen en compte els perfils de les CDP però no en el cas d'una única categoria de dispersió corresponent a la superfície.



**Figura 7.2:** Càlcul de l'altura efectiva d'una font emissora segons el baló sonda (quadrats), el sodar (triangles) i l'estació meteorològica superficial (cercles).

Finalment, també com una aplicació directa del fet de disposar dels perfils verticals de les CDP s'han calculat les concentracions de  $\text{SO}_2$  en un determinat punt considerant els perfils de CDP i sense considerar-los. Els resultats, suposant que el receptor està bàsicament en la direcció del vent dominant, mostren que, en el primer cas, els valors calculats pràcticament coincideixen o són del mateix ordre de magnitud que els valors d'immissió mesurats pel receptor, mentre que en el segon cas la concentració calculada és pràcticament nul·la.

### **7.1.3. Integració de les CDP del sodar a un model episòdic de dispersió gaussià**

El model episòdic utilitzat és de tipus gaussià i proposat per la E.P.A. (Environmental Protection Agency) que ja ha estat validat per contaminants no reactius.

Una vegada introduïdes en el model les CDP i l'alçada de la ML juntament amb altres dades de la font, del receptor i de la topografia; es pot obtenir les isopletes a diferents alçades a la zona estudiada. Aquest fet permetrà disposar dels perfils de concentració dels contaminants considerats i amb aquesta informació es podria fer l'anàlisi de la vulnerabilitat de la zona i l'anàlisi de la capacitat de la zona quant a ubicació de noves indústries.

En el model de dispersió també s'han integrat les dades del sodar (perfil de vent, mòdul i direcció i estructura tèrmica); i les dades de temperatura i de vent (mòdul i direcció) donades per una torre meteorològica en els nivells més baixos on el sodar no dóna informació.

S'han simulat dues situacions:

a) La primera correspon al procés de trencament d'una inversió de radiació amb el cim situat a 150 m.

b) La segona situació estudiada correspon a la presència d'una inversió de subsidència amb descens successiu de la seva alçada.

Per les dues simulacions s'ha considerat vent del sector sud que per altra part és un sector dominant de vent, tal i com ja s'ha vist en el capítol 4. El període on s'ha fet la mitjana pel càlcul de les concentracions donades pel model ha estat de 4 hores.

#### **7.1.3.1. Aplicació a l'estudi del trencament d'una inversió de radiació**

La font utilitzada té les següents característiques:

Alçada xemeneia = 50 m

Diàmetre xemeneia = 1 m

Velocitat sortida = 15 m/s

Temperatura sortida = 323 K

Intensitat d'emissió = 10 g/s SO<sub>2</sub>

S'ha estudiat la variació de la concentració deguda a la font, suposant diverses alçades de la capa de mescla: 70,75, 80, 90, 100, 125, 150, 175 i 200 m.

L'estratificació dins la capa de mescla i a prop del terra té, segons les dades de la torre i el sodar, caràcter inestable. Per això s'han suposat dues categories de dispersió típiques B i C.

S'ha considerat un vent del sector comprès entre el SSE i el SSW (brisa marina). Els resultats es presenten a la taula 7.2. Es pot observar una disminució notable de la concentració a mesura que es va trencant la inversió i va augmentant l'alçada de la capa de mescla. Aquesta variació durarà fins el desenvolupament final de la convecció tèrmica i la destrucció total de la inversió de radiació. La figura 7.3 representa els mapes d'isopletes per a les alçades de capa de mescla més significatives: 70, 80, 100 i 150 m respectivament.

**Taula 7.2:** Variació dels valors màxims d'immissió deguda a la font, suposant diverses alçades de la capa de mescla: 70,75, 80, 90, 100, 125, 150, 175 i 200 m i categories de dispersió C i B.

VALORS D'IMMISSIÓ ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ )		
H.MESCLA (m)	C	B
70	33,4	68,3
75	30,3	59,9
80	27,6	53,0
90	23,3	43,7
100	20,5	39,0
125	17,9	36,1
150	17,5	36,0
175	17,5	36,0
200	17,5	36,0

### 7.1.3.2. Aplicació a l'estudi de la subsidència d'una inversió elevada

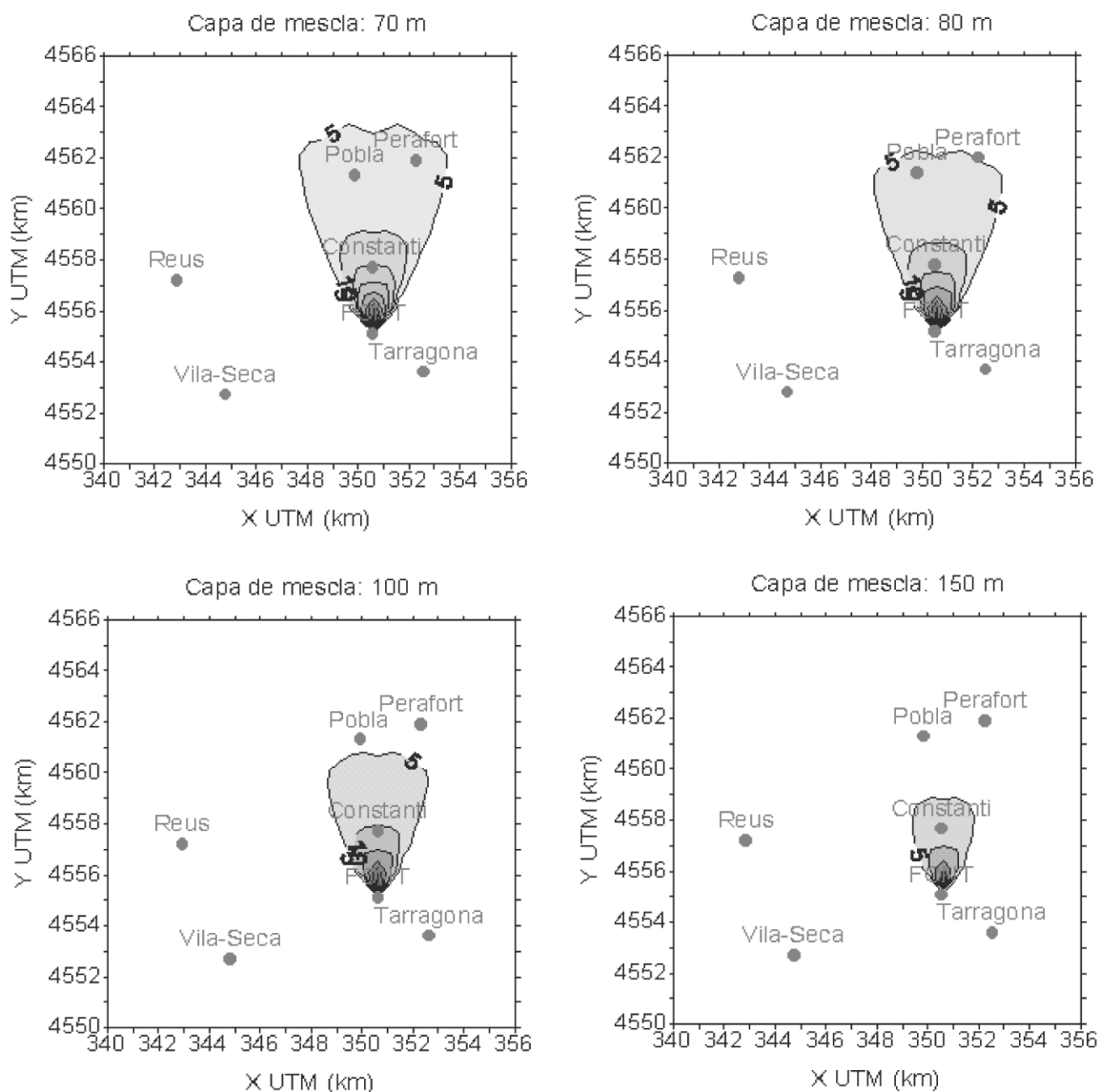
La font utilitzada té les següents característiques:

Alçada xemeneia = 114 m  
 Diàmetre xemeneia = 7,7 m  
 Velocitat sortida = 9 m/s  
 Temperatura sortida = 495 K  
 Intensitat d'emissió = 645 g/s  $\text{SO}_2$

S'ha escollit una font elevada calenta de manera que la seva alçada efectiva és de l'ordre de 500 m. Es considera un vent del sector comprès entre el SSE i el SSW (brisa marina) i es fa la mitjana per un temps de 4 hores.

L'escenari analitzat a continuació correspon a la descendència d'una inversió de subsidència. Aquestes inversions són típiques de les situacions anticiclòniques persistents. El nivell de la inversió està sotmès a un descens a mesura que l'anticicló va envellint.

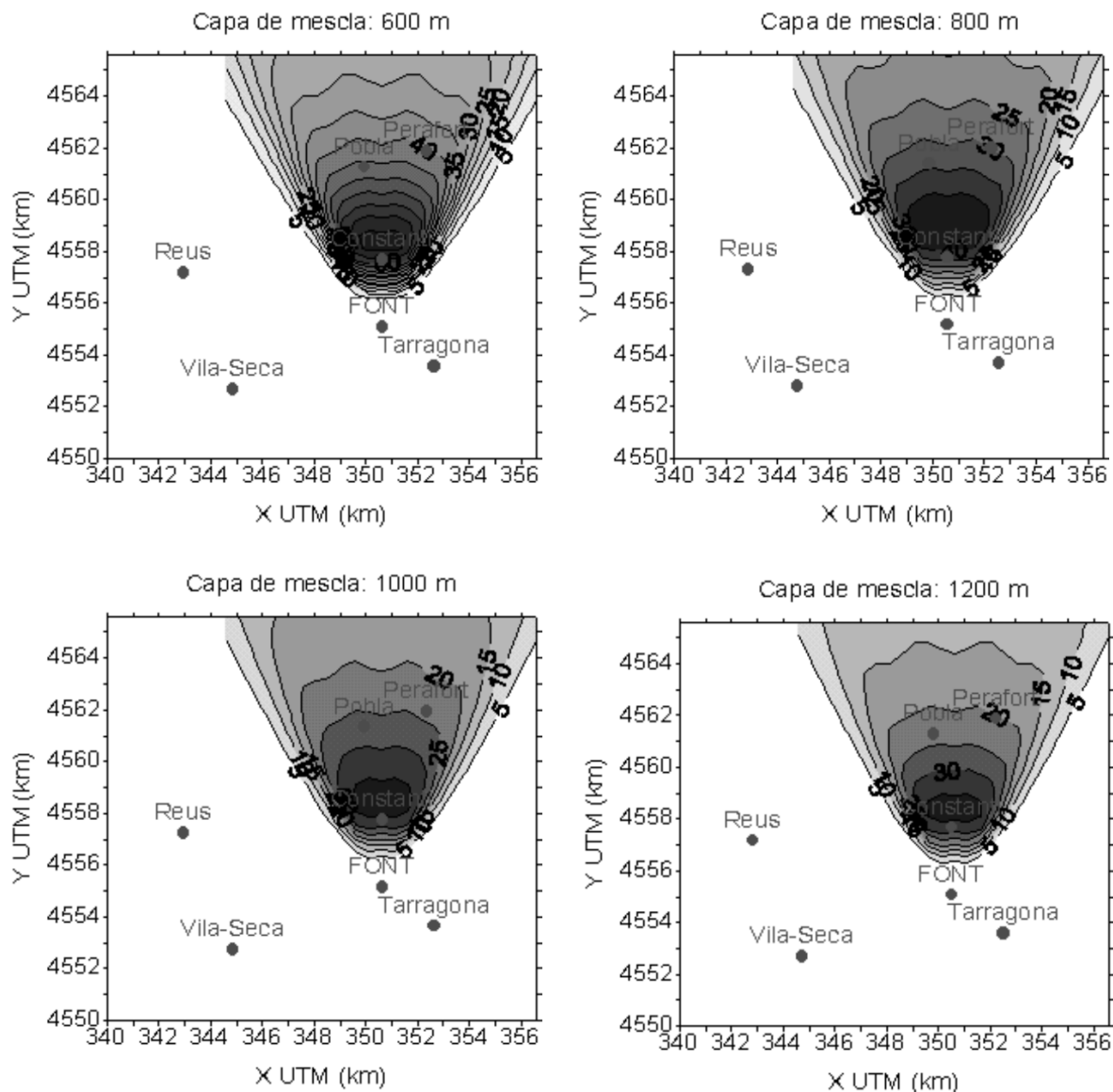
S'ha estudiat la variació de la concentració d'immissió deguda a la font, suposant diverses altures de la capa de mescla: 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1100 i 1200 m. Les categories de dispersió considerades a partir de les dades del sodar i la torre són la B i la C. La taula 7.3 resumeix els resultats obtinguts. Es pot observar un augment notable de la concentració a mesura que va baixant la base de la inversió i va disminuint l'alçada de la capa de mescla. Aquesta situació acabarà quan l'anticicló s'esvaeixi. També s'observa que quan la capa de mescla té una altura igual o inferior a l'alçada efectiva de la xemeneia, la concentració a terra és igual a zero. Això és pel fet que el plomall pot travessar la inversió en sentit ascendent gràcies al seu impuls inicial, però posteriorment no pot travessar-la en sentit descendent. A la figura 7.4 representen els mapes d'isopletes per les capes de mescla més significatives: 600, 800, 1000 i 1200 m.



**Figura 7.3:** Mapes d'isopletes de concentració de SO<sub>2</sub> (µg/m<sup>3</sup>) per les capes de mescla més significatives: 70, 80, 100 i 150 m respectivament.

**Taula 7.3:** Variació dels valors màxims d'immissió deguda a la font, suposant diverses alçades de la capa de mescla: 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1100 i 1200 m i categories de dispersió C i B.

<b>VALORS D'IMMISSIÓ (µg/m<sup>3</sup>)</b>		
<b>H.MESCLA (m)</b>	<b>C</b>	<b>B</b>
500	0	0
600	35,1	71,8
700	26,6	54,3
800	22,3	44,4
900	20,6	39,2
1000	20,2	37,4
1100	20,2	36,8
1200	20,2	36,7
1300	20,2	36,7



**Figura 7.4:** Mapes d'isopletes de concentració de  $\text{SO}_2$  ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) per les capes de mescla més significatives: 600, 800, 1000 i 1200 m respectivament.

### 7.1.3.3. Aplicació a l'estudi d'un canvi de direcció en altura

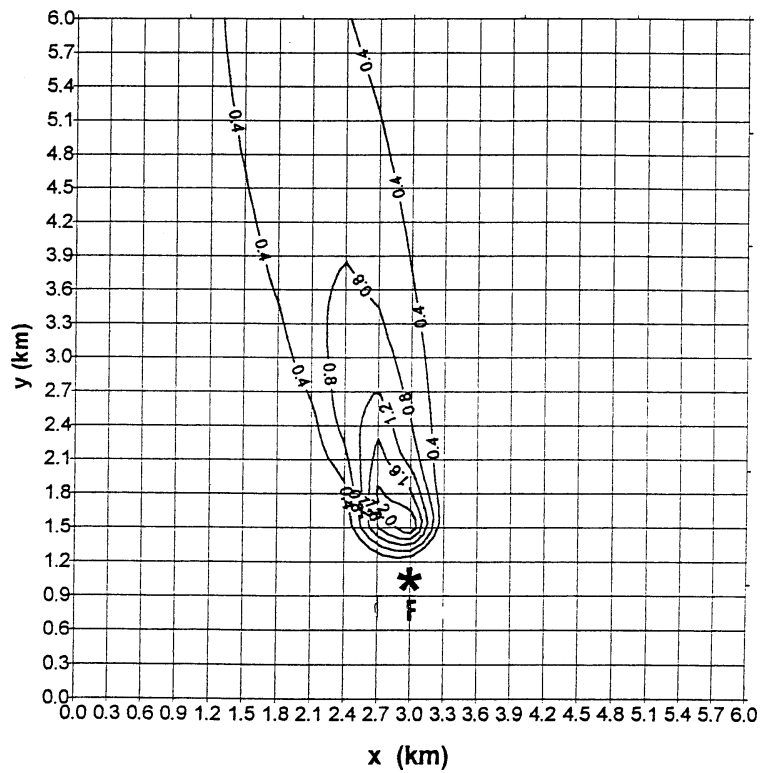
S'ha suposat una font fictícia de 75 m d'alçada amb un diàmetre de 1 m, una velocitat de sortida de 20 m/s, una temperatura d'emissió de 450 K i una intensitat d'emissió de 1 g/s, el contaminant considerat ha estat el  $\text{SO}_2$ . El dia elegit per la simulació és el 24 de novembre de 1992. Com es recordarà la característica més important d'aquest dia és la presència d'una capa elevada estable (CE) clarament diferenciada durant algunes hores del dia i solament dibuixada en altres, que correspon a una inversió de subsidència, confirmada a partir dels perfils de temperatura obtinguts amb un radiosondatge.



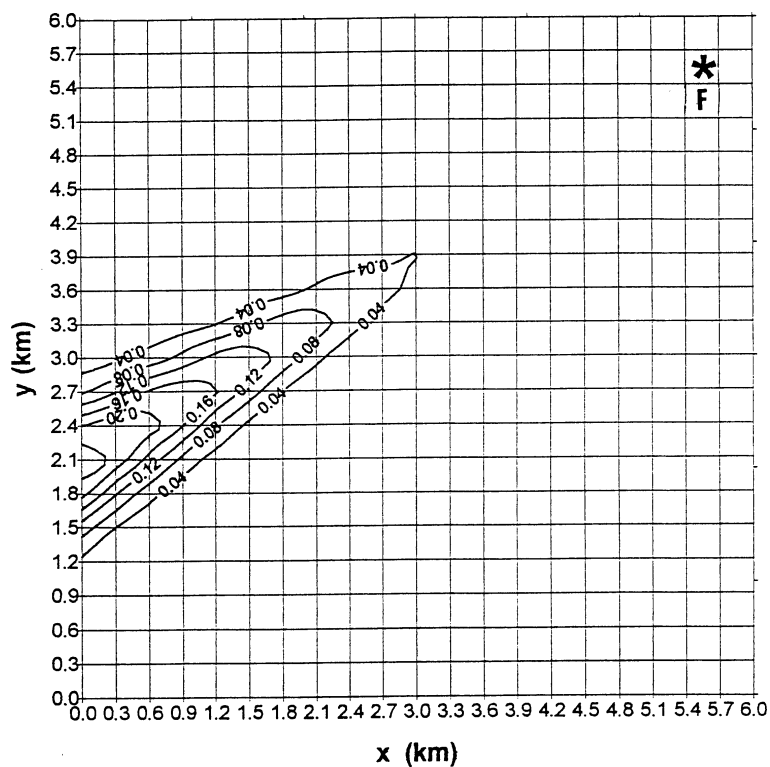
**Taula 7.4:** Perfil del mòdul del vent horitzontal i la direcció, així com la categoria de dispersió de Pasquill a cada nivell per les 13:25 UTC.

Nivell (m)	Mòdul (m/s)	Direcció (°)	Categoria de Dispersió
10	1.8	167	A
50	1.6	199	C
150	1.7	159	B
250	1.8	131	D
350	0.9	60	D
400	1	5	D
450	1,3	325	F
500	1,6	240	F

A la taula 7.4 es presenta el perfil del mòdul del vent horitzontal i la direcció, així com la categoria de dispersió de Pasquill a cada nivell per les 13:25 UTC que és la hora corresponent a la simulació. Del perfil vertical de la direcció s'observa un canvi important a partir de 300 m. En els nivells inferiors, la direcció dominant és del sector S i SE, (brisa) mentre que a partir de 300 metres la direcció canvia al sector NE i NW (situació sinòptica). Això implica que si es calcula la concentració horària a la superfície utilitzant les variables a 10 metres per aplicar l'algorisme del perfil potencial del vent i s'obté el mòdul del vent a la altura efectiva, situació habitual en la majoria d'aplicacions, s'obtindrà un diagrama de dispersió com el que s'indica en la figura 7.5. D'altra banda, si es calcula la concentració horària a la superfície a partir de les variables obtingudes a la alçada efectiva, el diagrama de dispersió obtingut és el que correspon a la figura 7.6, el qual és sensiblement diferent a l'anterior. Aquesta experiència posa de manifest la importància de disposar de perfils verticals del vent reals en la simulació de la dispersió de contaminants. La situació seleccionada no correspon a un cas aïllat, sinó que durant l'hivern es produeixen amb molta freqüència situacions anticiclòniques com la presentada. Es creu, doncs, que la situació estudiada és suficientment representativa.



**Figura 7.5:** Mapa d'isopletes de concentració de  $\text{SO}_2$  ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) al sòl considerant les dades meteorològiques a 10 m. La F marca la font.



**Figura 7.6:** Mapa d'isopletes de concentració de  $\text{SO}_2$  ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) al sòl considerant les dades meteorològiques a 325 m. La F marca la font.

### **7.1.4. Conclusions**

A la vista dels resultats anteriors es pot concloure:

Mitjançant el sodar-doppler es pot estimar amb cert grau de confiança el perfil vertical de les categories de dispersió de Pasquill.

El fet de disposar del perfil anterior suposa una millora considerable en el càlcul de les variables més importants en els models de difusió de tipus gaussià. En particular, l'alçada efectiva de la font emissora i els valors de la concentració de contaminants no reactius.

Encara que el model utilitzat és una primera versió i s'ha de millorar sensiblement, es pot concloure que els valors d'immissió són molt sensibles a la variació de l'alçada de la capa de mescla, tant en la destrucció d'una inversió de radiació, com en el cas d'una inversió de subsidència. I ambdues variables poden ser estimades mitjançant la torre meteorològica i el sodar.

### **7.2. Matrius de dispersió**

Un dels majors avantatges del sodar és que subministra registres continus de mòdul i direcció de vent a les altures on típicament es difonen els plomalls de la majoria de les indústries. Així, doncs, es pot utilitzar el sodar per calcular roses de vent estacionals i anuals en alçada (les quals són significativament diferents a les obtingudes tradicionalment a 10 m), perfils verticals del mòdul i de la direcció del vent, així com la seva evolució temporal.

El coneixement del perfil vertical del vent proporciona una informació decisiva per poder calcular les conegudes categories de dispersió de Pasquill que avaluen el poder dispersor de l'atmosfera. Aquesta informació, per altra banda, farà possible la creació de la matriu de dispersió a diferents alçades. Matriu que és una de les dades d'entrada de qualsevol model climatològic de difusió de contaminants de tipus gaussià, ja que resumeix les característiques meteorològiques típiques de la zona estudiada. Per a cada observació, es troben les classes de direcció i de velocitat del vent i les categories de dispersió. D'aquesta manera es construeix una matriu 16x6x6 (classes de direcció del vent, de mòdul del vent i de categories de dispersió).

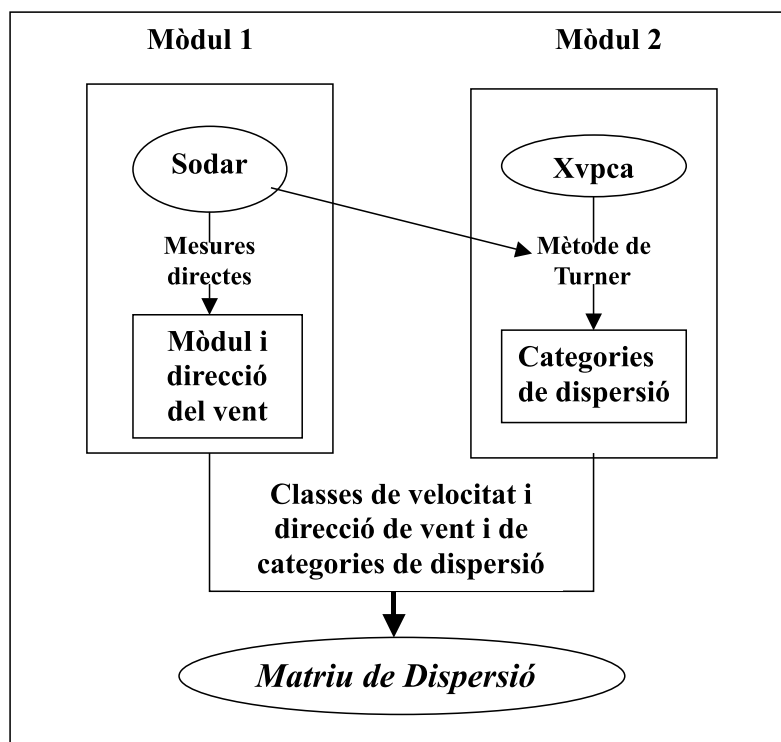
Les matrius de dispersió a diferents altures conjuntament amb altres dades de les fonts emissores, del receptor i topogràfiques, permetran mitjançant un model climatològic de tipus gaussià calcular les isopletes a la zona estudiada per diferents alçades.

#### **7.2.1. Estructura informàtica i mètodes**

L'estructura informàtica creada pel càlcul de la matriu de dispersió respon a l'esquema de la figura 7.7.

##### **- Mòdul 1:**

Accedint a les dades originals del sodar es pot obtenir de forma simple les dades que s'indiquen en el mòdul 1, és a dir, el mòdul del vent horitzontal i la seva direcció, cada 25 o 50 m segons el mode de treball de l'aparell. El mòdul del vent també serà una dada necessària per determinar la categoria de dispersió en el mòdul 2.



**Figura 7.7:** Esquema de l'estructura informàtica utilitzada pel càlcul de la matriu de dispersió mitjançant el sodar i dades superficials.

#### - Mòdul 2:

- Obtenció de les categories de dispersió. Mètode de Turner (1961)

Amb aquest mètode es determinen les classes de dispersió en funció de la velocitat del vent i de la radiació neta que s'introdueix mitjançant l'índex de radiació neta, IRN, taula 7.5.

**Taula 7.5:** Classes de dispersió de Pasquill en funció de la velocitat del vent i de l'índex de radiació neta, IRN. Classe A (1) a la classe F (6).

Velocitat (m/s)	ÍNDEX DE RADIACIÓ NETA						
	4	3	2	1	0	-1	-2
< 0.5	1	1	2	4	4	6	6
0.5 - 1.8	1	2	2	4	4	6	6
1.8 - 2.8	1	2	3	4	4	5	6
2.8 - 3.3	2	2	3	4	4	5	6
3.3 - 4	2	2	3	4	4	4	5
4 - 4.7	2	3	3	4	4	4	5
4.7 - 5.3	3	3	4	4	4	4	5
5.3 - 5.7	3	3	4	4	4	4	4
5.7 - 6.3	3	4	4	4	4	4	4
> 6.3	4	4	4	4	4	4	4

Per obtenir l'Índex de Radiació Neta durant el dia s'utilitza la taula 7.6, llevat que QNB (quantitat de núvols baixos) = 8/8, ja que llavors IRN = 0.

**Taula 7.6:** Índex de radiació neta en funció de l'altura solar o del caràcter de la radiació incident.

ALTURA SOLAR (°)	CARÀCTER DE LA RADIACIÓ INCIDENT	IRN'
> 60	INTENSA	4
35 – 60	MODERADA	3
15 – 35	SUAU	2
0 – 15	FEBLE	1

L'índex IRN' és modificat per consideracions de cobertura del cel, de la manera següent:

- si NT (nebulositat total)  $\leq 4/8$ , IRN = IRN'
- si QNB  $> 4/8$ , IRN = IRN' - 2
- si QNM (quantitat núvols mitjans)  $\geq 4/8$ , IRN = IRN' - 1
- si IRN  $< 1$ , IRN = 1

Durant la nit l'estimació de les categories de dispersió es pot fer de dues formes:

- Criteri de Gifford mitjançant el mètode de Markee basat en les desviacions típiques de les fluctuacions de la direcció del vent.

- Estimació de l'índex d'IRN. En aquest cas el mètode utilitzat és el següent:

Es parteix de les dades de cobertura del cel de les 18 h del dia anterior (D) i de les 7 h del dia següent (D+1).

- si D compleix QNB = 8/8 i D+1 compleix QNB = 8/8, IRN = 0
- si D compleix QNB  $\leq 3/8$  i D+1 compleix QNB  $> 3/8$ , IRN = 0
- si D compleix QNB  $> 3/8$  i D+1 compleix QNB  $\leq 3/8$ , IRN = -1
- si D compleix QNB  $\leq 3/8$  i D+1 compleix QNB  $\leq 3/8$ , IRN = -2
- si D compleix QNB  $> 3/8$  i D+1 compleix QNB  $> 3/8$ , IRN = -1

Després de trobar IRN per a cada observació, s'utilitzarà la taula 7.5 per a establir la categoria de dispersió pertinent.

Malgrat no disposar de totes aquestes dades, s'ha pogut adaptar el mètode gràcies a la xarxa de vigilància i previsió de la contaminació atmosfèrica de Catalunya (Xvpcaca), que ha proporcionat les dades de la irradiància solar global. S'ha establert una relació entre les dades d'irradiància obtingudes de les cabines de la xarxa i el caràcter de la radiació incident donada per Soler (1983) que es mostra a la taula 7.7.

**Taula 7.7:** Índex de radiació neta en funció de la irradiància o del caràcter de la radiació incident.

CARÀCTER DE LA RADIACIÓ INCIDENT	IRRADIÀNCIA (W/m <sup>2</sup> )
INTENSA	4 > 800
MODERADA	3 > 540, $\leq 800$
SUAU	2 > 200, $\leq 540$
FEBLE	1 < 200

Quan no es disposa de dades d'irradiància, és a dir, durant la nit l'estimació de les categories de dispersió es fa de l'observació de les corbes d'irradiància del dia anterior i del mateix dia:

- Si no hi ha núvols al final del dia i tampoc no n'hi ha al principi del nou dia, és a dir, nit sense cobertura nuvolosa i per tant l'IRN és -2.
- Si al final del dia o al principi del nou dia hi ha núvols, és a dir, nit amb certa cobertura nuvolosa, i per tant l'IRN és -1.
- Si hi ha núvols al final del dia i al principi del nou dia, és a dir, nit amb cel totalment cobert, i per tant l'IRN és 0.

• **Classes de velocitat i direcció del vent**

Per obtenir aquesta classificació es consideren 6 classes de velocitat del vent (taula 7.8) i 16 classes de direcció: classe 1, direcció N; classe 2, direcció NNE, etc.

**Taula 7.8:** Classes de velocitat del vent segons el seu mòdul.

CLASSE VELOCITAT VENT	INTERVAL (m/s)
1	<= 1.5
2	1.5 – 3
3	3 – 5
4	5 – 8
5	8 – 10.5
6	> 10.5

### 7.2.1.1. Selecció de les dades

Per construir la matriu de dispersió es disposa

- a) de quasi 3 anys de dades sodar
- b) de les dades subministrades per la XVPCA (Xarxa de Vigilància i Previsió de la Contaminació Atmosfèrica) a Catalunya del mateix període de la cabina de Perafort (la més propera a la ubicació del sodar en aquest període). Aquestes dades han estat seleccionades tenint en compte els següents criteris:

- que el registre sodar del dia en qüestió fos totalment complet, és a dir, que no hi hagués cap mancança per qüestions de mecànica del procés informàtic, (recollida de dades, problemes de la xarxa elèctrica....).
- que es disposés de la corba de radiació tant del mateix dia estudiat com l'anterior i posterior per poder trobar l'IRN nocturn.

Després d'aquesta acurada selecció es disposa de 452 dies per trobar les matrius de dispersió en alçada. El nombre total d'observacions depèn del període d'integració amb el qual treballa el sodar. El període ha estat la majoria de les vegades de 20 minuts, la qual cosa vol dir 3 observacions per hora i per tant 72 per dia, de manera que, en total, es distribueixen sobre la matriu de dispersió unes 32000 observacions aproximadament. A mesura que s'augmenta l'alçada es perd senyal, ja que el nombre de retorns d'eco processats disminueix i, per tant, es perd informació. Aquest motiu fa que a 75 m s'hagin avaluat de l'ordre del 95% de les dades mentre que a 425 m només s'avaluïn el 30% de les mateixes dades.

### 7.2.2. Integració de la matriu de dispersió en un model gaussià

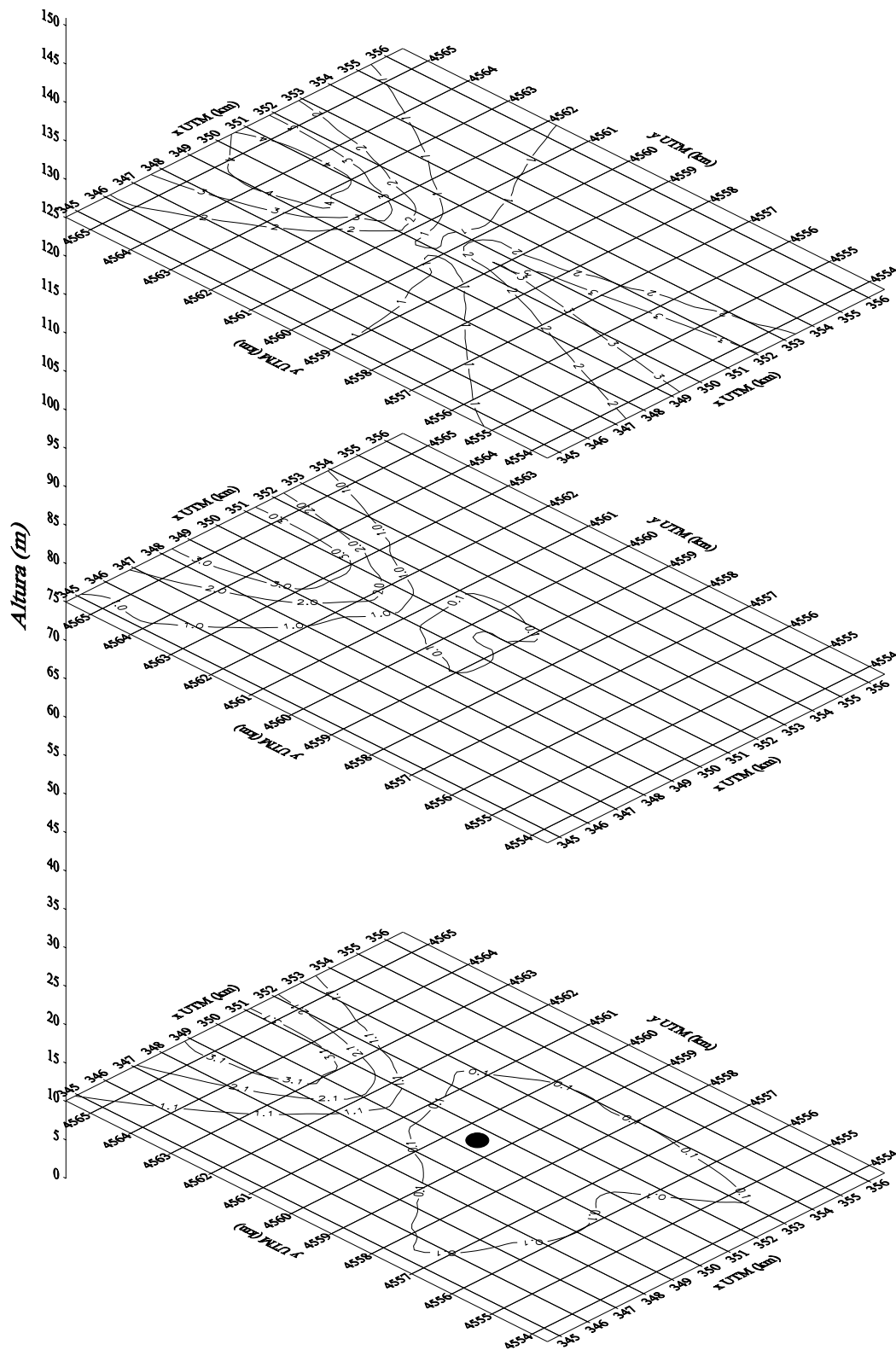
Com ja s'ha comentat en diferents ocasions, un dels majors avantatges que presenta

l'equip sodar-doppler és que subministra registres continus de mòdul i direcció de vent a les alçades on típicament es difonen els plomalls de la majoria de les indústries. Així, doncs, es pot utilitzar el sodar per calcular roses de vent estacionals i anuals en alçada (com s'ha vist significativament diferents a les obtingudes tradicionalment a 10 m), perfils verticals del mòdul i de la direcció del vent, així com la seva evolució temporal. Les matrius de dispersió a diferents alçades resumeixen la capacitat dispersiva de l'atmosfera a cada altura. Aquest ha estat el punt de partida per poder calcular mitjançant un model de dispersió de tipus gaussià climatològic les isopletes a la zona estudiada per diferents alçades.

Les matrius de dispersió considerades per fer l'anàlisi han estat les corresponents a 10, 75, 125, 175, 225, 275, 325, 375 i 425 metres respectivament.

La font emissora modelitzada ha estat la refineria de Repsol que té una altura geomètrica de 113.8 metres, el contaminant considerat ha estat el  $\text{SO}_2$  que en principi es pot considerar no reactiu, i la intensitat d'emissió, que s'ha suposat contínua, ha estat de 2342 kg/hora. Els resultats obtinguts pel model es presenten a les figures 7.8, 7.9 i 7.10 (el punt negre indica la situació de la font emissora).

El diagrama de dispersió calculat per les altures considerades sempre presenta com a direcció predominant la corresponent al sector sud (brisa marina) i al sector nord (vents associats a situacions sinòptiques i condicionades per l'orografia). Analitzant les isopletes s'observa que els valors més petits es troben a la superfície, i augmenten de forma considerable amb l'altura fins a un valor màxim que es troba a 325 m; precisament aquest resultat del diagrama de dispersió ens indica quina és l'alçada efectiva del plomall; cal destacar però que és una dada climatològica.



**Figura 7.8:** Mapes d'isopletes de concentració de  $\text{SO}_2$  ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) als nivells de 10, 75 i 125 m.



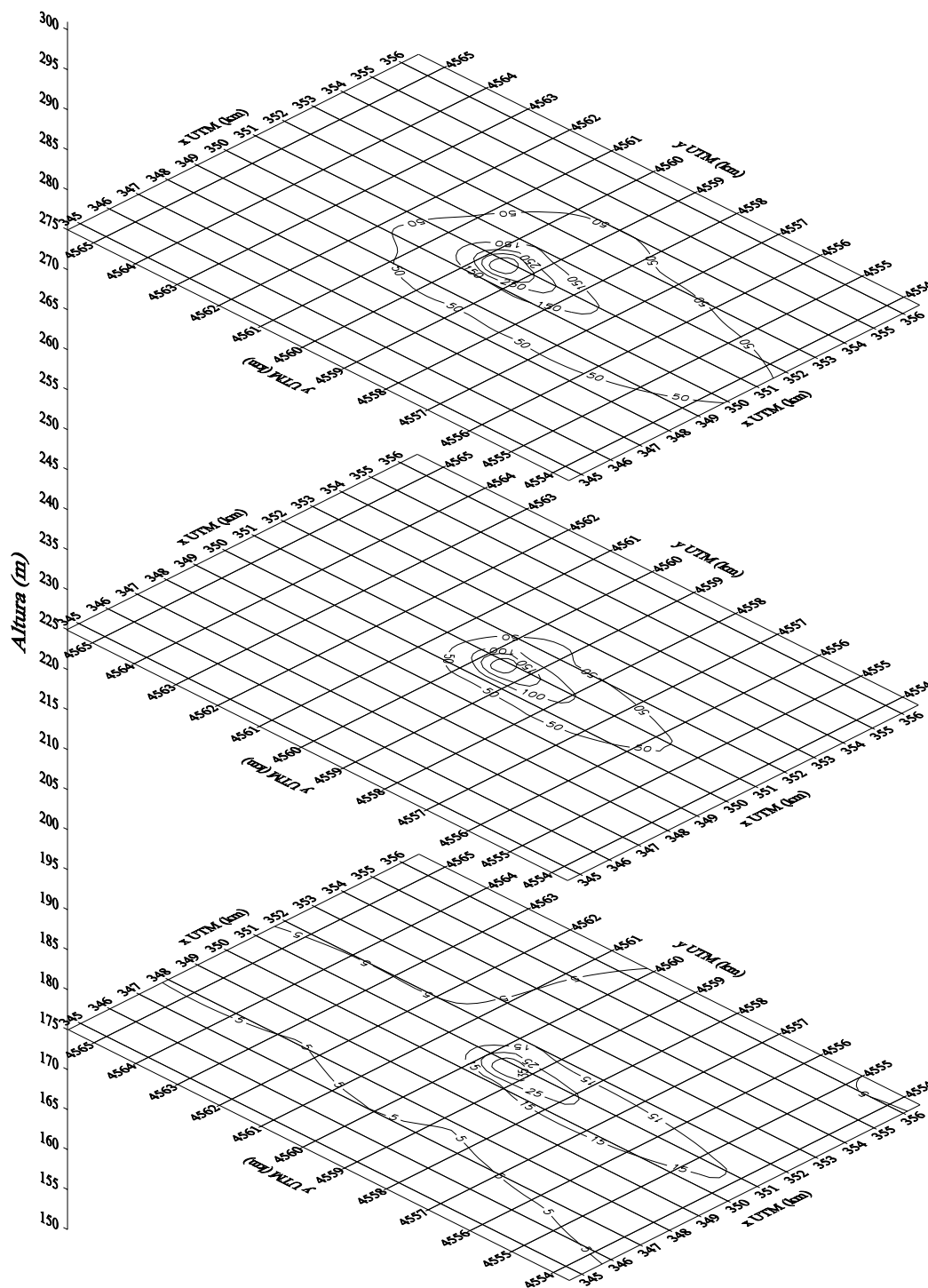


Figura 7.9: Mapes d'isopletes de concentració de SO<sub>2</sub> (µg/m<sup>3</sup>) als nivells de 175, 225 i 275 m.

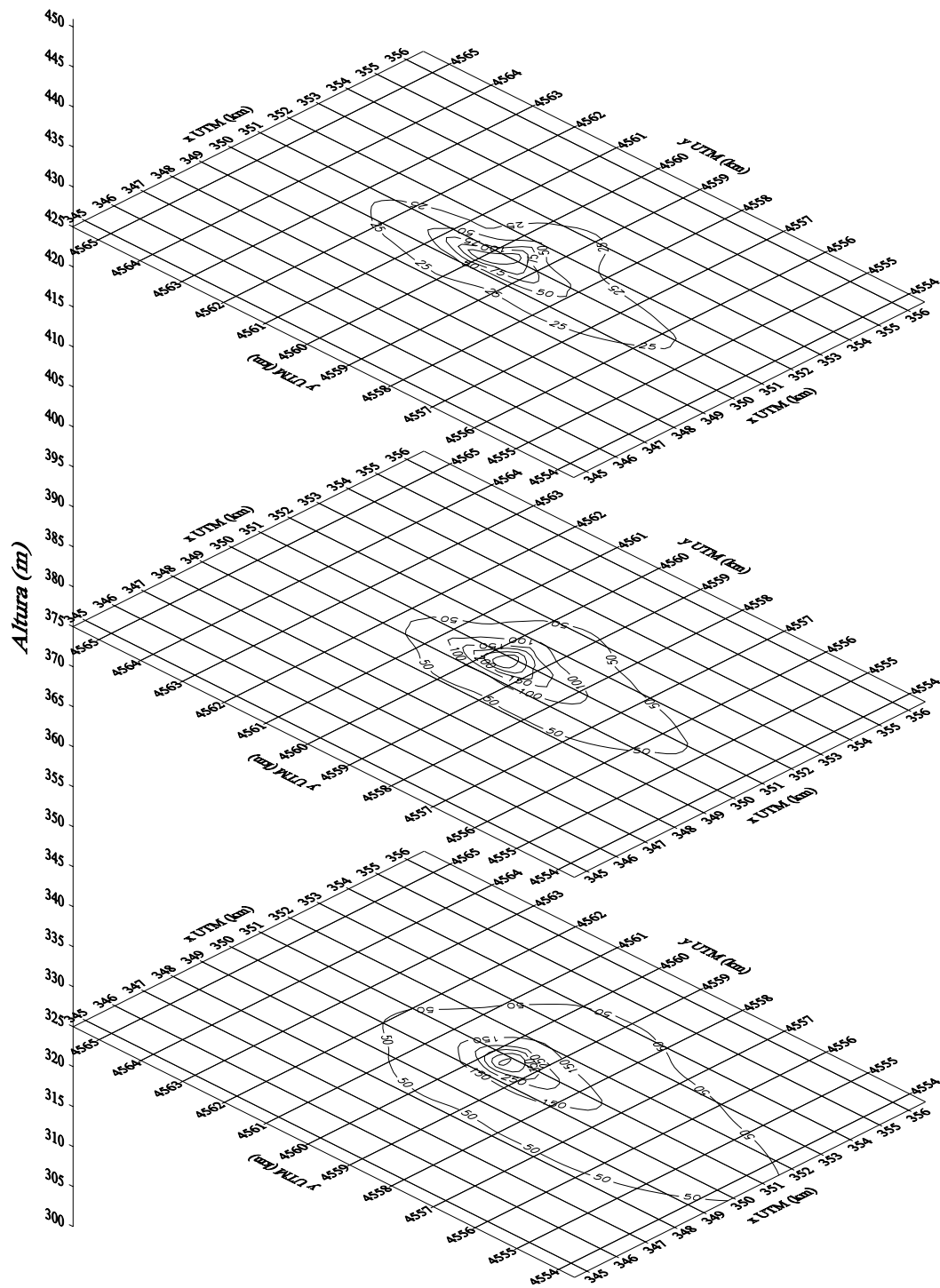
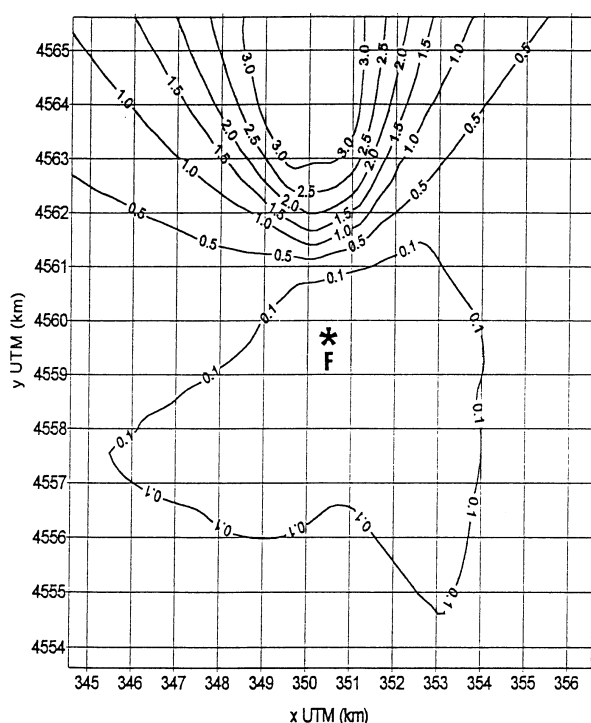


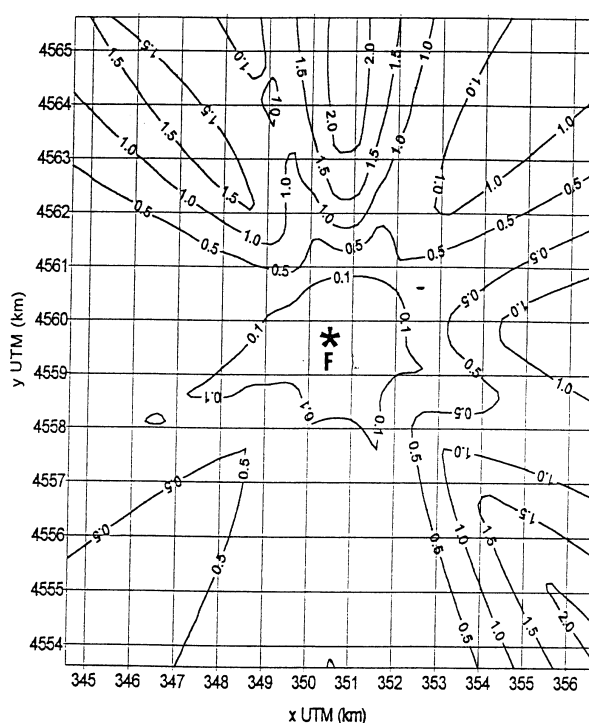
Figura 7.10: Mapes d'isopletes de concentració de SO<sub>2</sub> ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) als nivells de 325, 375 i 425 m.

Un altre punt important considerat en aquest apartat ha estat el càlcul del diagrama de dispersió que s'obté a la superfície utilitzant la matriu de dispersió corresponent a l'alçada efectiva, és a dir, a l'altura on són realment emesos els contaminants. Els resultats obtinguts es comparen amb els que resultarien d'aplicar la matriu de dispersió a 10 metres, que és l'única que es pot calcular en la majoria de les simulacions realitzades. A les figures 7.11 i 7.12 es poden observar les isopletes corresponents. No hi ha una gran diferència entre els valors numèrics, però sí que s'observa una diferència en el diagrama. En el cas en què la matriu de dispersió és la corresponent a 325 metres, en els punts situats al sud de la font s'observen valors de concentració de  $\text{SO}_2$  superiors que en cas habitual (matriu de dispersió a 10 metres).

A més d'aquest resultat que es creu interessant, l'avantatge que presenta el fet de disposar del diagrama de dispersió en altura és que permet calcular l'alçada efectiva de la font de forma real i tenir una seqüència pràcticament contínua de com varia la dispersió amb l'alçada.



**Figura 7.11:** Mapa d'isopletes de concentració de  $\text{SO}_2$  ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) al sòl considerant la matriu de dispersió a 10 m.



**Figura 7.12:** Mapa d'isopletes de concentració de  $\text{SO}_2$  ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) al sòl considerant la matriu de dispersió a 325 m.

### 7.2.3. Conclusions

A partir dels resultats que s'han anat comentant anteriorment es pot concloure: Les tècniques de sondeig acústic poden clarament millorar els estudis sobre contaminació atmosfèrica, en general, i, en particular, els models de tipus gaussià. Representen un input continu de les dades necessàries per executar els models de difusió de contaminants. La informació que el sodar pot subministrar pel que fa al mòdul i direcció del vent en alçada és realment útil. Aquesta informació ha estat utilitzada en el present capítol per calcular les categories de dispersió en altura i, per tant, disposar de la capacitat dispersiva de l'atmosfera en altura.

El càlcul d'aquestes categories ha fet possible la determinació de les matrius de dis-

persió per cada una de les alçades a les quals treballa el sodar, obtenint d'aquesta forma una dada imprescindible per qualsevol model de difusió de contaminants de tipus gaussià.

Un resultat també a destacar i previ a l'obtenció de les matrius de dispersió, són les roses de vents en alçada, ja que poden subministrar una informació valuosa en la predicció de zones de risc en possibles episodis de contaminació.

### **7.3. Implementació de les dades del sodar a un model híbrid**

Com ja s'ha vist en el capítol anterior, la integració de les dades sodar en un model de dispersió de tipus gaussià millora sensiblement els resultats obtinguts per aquests tipus de models. Malgrat això, aquests models tenen poca validesa si el terreny no és pla i només reflecteixen l'estat de la capa superficial atmosfèrica de forma aproximada. Un repàs dels articles del monogràfic en qüestions de contaminació publicat pel *Journal of Climate and Applied Meteorology (JCAM)* el novembre de 1985 mostra la recerca en problemes de turbulència i dispersió de contaminants en la capa fronterera i les seves aplicacions a models de concentració de contaminants. En aquest monogràfic s'evidencia la importància per aquests models, en capa convectiva (CBL), d'una sèrie de paràmetres com són l'alçada de la capa de barreja de contaminants ( $h$ ) i la velocitat convectiva ( $w_*$ ). Es fa èmfasi en la capa convectiva, ja que les concentracions més grans en el terra per xemeneies altes es donen en convecció. Una de les recomanacions d'aquests articles és utilitzar  $w_*$  i  $h$  en el càlcul dels paràmetres de dispersió lateral i vertical  $\sigma_y$  i  $\sigma_z$  respectivament. Recomanació basada en l'experiència de molts experiments i campanyes i que, per tant, es tindrà present a l'hora de parametritzar la dispersió.

Pel que fa a situacions estables o indiferents, els paràmetres més importants són l'alçada de la capa de barreja de contaminants ( $h$ ) i la velocitat de fregament ( $u_*$ ) que dóna idea de la cisalla vertical, del transport de quantitat de moviment o, el que és el mateix, del poder de mescla de la capa superficial.

Resumint, es podria dir que en aquest treball es posa de manifest la necessitat d'incloure variables turbulentes dintre de la modelització de la dispersió de contaminants, és a dir, utilitzar per aquest fi el que es coneix com a models híbrids.

Un dels millors models de dispersió és el model híbrid de dispersió de contaminants (HPDM, Hybrid Plume Dispersion Model). La primera versió d'aquest model va ser proposada per Hanna i Paine (1989) i posteriorment va ser revisada per Hanna i Chang (1993), que incloïa tota una sèrie de noves parametritzacions de les principals variables turbulentes que entren en el model; entenent com a tal: el flux de calor sensible, la velocitat de fregament, l'alçada de la capa de mescla, la velocitat convectiva, l'alçada de la capa estable nocturna i els paràmetres de difusió horitzontal i vertical.

Partint, doncs, del HPDM i mantenint algunes de les parametritzacions utilitzades pel model, el principal interès del treball que es presenta en aquest apartat és proposar formes alternatives al càlcul de les variables turbulentes abans esmentades. En aquest cas, formes alternatives vol dir fer el càlcul de les variables utilitzant les dades proporcionades pel sodar i la torre meteorològica. Amb l'ajut d'aquestes dades en altura s'ha pogut millorar la qualitat i la quantitat de les dades d'entrada i, per tant, la qualitat dels resultats del model.

#### **7.3.1. Breu resum del HPDM**

El model meteorològic HPDM calcula sèries temporals horàries de valors superficials de fluxos de calor i de moment i l'alçada de la capa on es barregen els contaminants,

utilitzant observacions de velocitat del vent, nuvolositat, rugositat superficial, humitat superficial disponible i albedo.

### 7.3.1.1. Parametritzacions meteorològiques

Hanna i Chang (1992) van presentar una completa descripció de les millores en les parametritzacions del HPDM, incloent comparacions amb observacions. L'èmfasi es posa en les prediccions de  $Q_0$ ,  $u_*$ ,  $\sigma_v$  i  $\sigma_w$  els errors dels quals influeixen molt en els resultats.

Si el flux sensible de calor,  $Q_H$ , no s'observa directament, es pot estimar a partir del balanç d'energia superficial

$$Q^* = Q_H + Q_E + Q_G \quad (7.10)$$

on  $Q^*$  és el flux de radiació neta (incloent les components d'ona llarga i curta),  $Q_E$  és el flux de calor latent i  $Q_G$  és el flux de calor que va cap a dintre del terra. S'ignora el flux de calor antropogènica que és molt variable i incert.

La velocitat de fregament,  $u_*$ , es pot estimar utilitzant el coneixement de  $Q_H$ , una observació de la velocitat del vent,  $u$ , a una altura,  $z$ , i l'equació estàndard del perfil de vent

$$u = \frac{u_*}{0.4} \left( \ln \frac{(z-d)}{z_0} - \psi(z/L) \right) \quad (7.11)$$

on  $\psi$  és la funció universal adimensional (Stull, 1988).

El model, com d'altres, assumeix que la raó de creixement lateral i vertical de la dispersió és proporcional a les components laterals i verticals turbulents  $\sigma_v$  i  $\sigma_w$  a l'altura del plomall. I, si no es disposa d'aquestes, cal parametritzar-les mitjançant fórmules empíriques basades en observacions en altres llocs. Així les desviacions estàndards  $\sigma_v$  i  $\sigma_w$  resten bàsicament en funció de  $u_*$  i  $w_*$  (Panofsky et al., 1977; Hicks, 1985; Hanna, 1986).

Una de les entrades meteorològiques en la qual el sodar pot oferir una millora considerable és l'alçada de la capa de barreja dels contaminants,  $h$ . Aquest model utilitza l'equació següent proposada per Nieuwstadt (1981) per estimar-la durant la nit

$$h = \frac{L}{3.8} \left( -1 + \sqrt{1 + 2.28 \frac{u_*}{fL}} \right) \quad (7.12)$$

Durant el dia fa servir dos mètodes diferents per determinar-la. Un és l'obtingut amb la fórmula de pronòstic de Carson (1973)

$$\frac{dh}{dt} = (1 + 2A) \frac{Q_0}{\gamma_\theta h} + 2B \frac{u_*^3}{\gamma_\theta \beta h^2} \quad (7.13)$$

on  $\gamma_\theta$  és el gradient de temperatura sobre la capa de barreja i  $\beta$  és  $g/\theta_v$ . Aquesta equació parametritza el flux de calor d'entrament com una fracció, segons  $A$ , del flux de calor superficial ( $A = 0.2$ ,  $B = 5$ ). El segon mètode determina l'alçada suggerida per Weil i Brower (1983) considerant únicament la raó de creixement de la CBL deguda a turbulència mecànica. Finalment considera el valor més gran subministrat per aquests dos mètodes. I per condicions neutrals utilitza l'equació

$$h = a_1 u_* / f \quad (7.14)$$

amb  $a_1 = 0.3$  (Golder, 1972).

Un dels punts que fa que aquest model sigui un pas endavant en el món dels models és que distingeix i utilitza submodels de dispersió de contaminants diferents segons els diferents tipus de condicions atmosfèriques: convecció (PDFM), condicions estables (GPM), convecció sota règim de vents febles (LWM) i condicions neutres (LM).

### 7.3.1.2. Parametrització de la dispersió

Aquest model híbrid utilitza quatre tipus alternatius de parametrització de la dispersió, depenent de la magnitud del paràmetre d'estabilitat  $L$  i de l'alçada efectiva del plomall,  $h_e$ . Els criteris per utilitzar un tipus o altre s'han basat en una sèrie de variables adimensionals, flux d'empenta neta adimensional:

- sota convecció  $F_* = F/(uw_*^2h)$
  - sota condicions neutrals  $F_{*n} = F/(uu_*^2h)$
- on el flux d'empenta neta és  $F = (g/T)w_s R_s^2 \Delta T_s$

i  $w_s$  la velocitat de sortida del plomall,  $R_s$  és el radi de la xemeneia i  $\Delta T_s$  és l'increment de la temperatura del plomall respecte l'ambient. D'altra banda es té un paràmetre per estimar la convecció:  $u/w_*$ . El nivell on  $u/w_* \gg 4$  marca la transició entre una atmosfera dominada per la turbulència mecànica o tèrmica (Weil, 1988). Així, doncs, el model utilitzat segons les condicions atmosfèriques i de la font contaminant queda determinat en la taula 7.9.

**Taula 7.9:** Submodels del HPDM segons les condicions atmosfèriques i de la font contaminant, (Hanna i Paine, 1989).

Dimensionless Plume Buoyancy Flux $F_*$ or $F_{*n}$	Low wind model $(F_* \geq 0.50)$ $(u/w_* \leq 4)$	Lofting Model $(F_{*n} \geq 0.75)$ $(u/w_* \geq 4)$ $(1/L \leq 0.01 \text{ m}^{-1})$	Gaussian Plume Model $(F_{*n} \geq 0.75)$ $(1/L \geq 0.01 \text{ m}^{-1})$
	PDF Model $(F_* \leq 0.50)$ $(u/w_* \leq 4)$	Gaussian Plume Model $(F_{*n} \leq 0.75)$ $(u/w_* \geq 4)$ (all positive $1/L$ )	
	Unstable	0	Stable
	STABILITY ( $1/L$ )		

#### 7.3.1.2.1. Model de plomall Gaussià (GPM)

L'anomenat model Gaussià es fa servir per situacions d'estratificació estable i es pot fer servir en situacions indiferents o neutrals quan l'elevació del plomall és molt més petita que l'alçada de la capa de barreja ( $F_* \leq 0.75$ ). La concentració del contaminant en qüestió és dona per

$$C = \frac{Q}{2\pi u \sigma_y \sigma_z} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{y-y_p}{\sigma_y}\right)^2} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{z-h_e}{\sigma_z}\right)^2} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{z+h_e}{\sigma_z}\right)^2} \quad (7.15)$$

on C és la concentració en massa per unitat de volum, Q és l'emissió en massa per unitat de temps i u és la velocitat del vent a l'alçada de la xemeneia. Els paràmetres y i z són respectivament la posició lateral i vertical,  $y_p$  és la posició lateral respecte del centre del plomall i  $\sigma_y$  i  $\sigma_z$  són els paràmetres de dispersió lateral i vertical. Els paràmetres de dispersió són en última instància funció de  $u_*$  i  $w_*$  que es calcularen mitjançant la torre meteorològica i el sodar respectivament. També depèn de l'escala vertical de temps lagrangiana  $T_L$  que representa l'efectivitat dispersiva del remolins entre el plomall i els receptors. I, per tant, és funció, sobretot, de l'alçada efectiva del plomall,  $h_e$ , de la desviació típica de la velocitat vertical,  $\sigma_w$ , i de la longitud de Monin-Obukhov, L.

### 7.3.1.2.2. Model de densitat de probabilitat (PDFM)

Aquest model es fa servir durant condicions de forta convecció,  $u/w_* \leq 4$ , i el plomall es dispersa totalment dintre de la capa de mescla, és a dir, el límit superior del plomall resta per sota del cim de la capa de mescla,  $F_* \leq 0.5$ . Està basat en els corrents d'aire típics de la convecció: uns de baixada (60 % del temps) i uns de pujada. I té en compte el comportament turbulent diferent de cadascuna d'elles. Aquestes velocitats són constants sota les condicions que s'han especificat anteriorment.

Per calcular la concentració en cada punt es fa servir la següent expressió:

$$C = (C_y / (2\pi\sigma_y)) \exp(-0.5(y-y_p)^2/\sigma_y^2) \quad (7.16)$$

on per trobar  $C_y$  s'utilitza la relació

$$C_y u h / Q = \frac{1.2}{\sqrt{2\pi\sigma_{z1}^*}} \exp\left(\frac{-h_1^{*2}}{2\sigma_{z1}^{*2}}\right) + \frac{0.8}{\sqrt{2\pi\sigma_{z2}^*}} \exp\left(\frac{-h_2^{*2}}{2\sigma_{z2}^{*2}}\right) \quad (7.17)$$

on el primer terme representa la difusió turbulenta en els corrents de baixada i el segon en els de pujada, i

$$\begin{aligned} \sigma_{zi}^* &= (0.64F_*^{2/3}X_*^{4/3} + b_i^2X_*^2)^{1/2} \\ h_1^* &= h_s^* + 1.6 F_*^{1/3}X_*^{2/3} + a_1X_* \\ h_s^* &= h_s/h, \quad F_* = F/(uw_*^2h), \quad X_* = w_*x/(uh) \end{aligned} \quad (7.18)$$

on  $i=1$  o  $2$  de manera que  $a_1 = -0.35$ ,  $a_2 = 0.4$ ,  $b_1 = 0.24$  i  $b_2 = 0.48$ .

I els paràmetres de dispersió:

$$\sigma_y = (\sigma_v x / u) / (1 + 0.5x / (uT_{Ly}))^{1/2} \quad \text{si } F_* < 0.1 \quad (7.19)$$

$$\sigma_y = 1.6F_*^{1/3}X_*^{2/3}h \quad \text{si } F_* > 0.1 \text{ i } u/w_* \geq 2 \quad (7.20)$$

$$\sigma_y = 0.8F_*^{1/3}X_*^{2/3}h \quad \text{si } F_* > 0.1 \text{ i } u/w_* < 2 \quad (7.21)$$

on  $T_{Ly} = 1.1\sigma_v / \varepsilon$  i la raó de dissipació  $\varepsilon$  és donada per

$$\varepsilon = (0.5 w_*^3/h) + (u_*^3/0.4(h-h_s)) \ln(h/h_s) \quad (7.22)$$

### 7.3.1.2.3. Model de convecció sota règim de vents febles (LWM)

Quan el límit superior del plomall pràcticament coincideix amb l'alçada de la capa de barreja ( $F_* \geq 0.5$ ) i en condicions convectives  $u/w_* \leq 4$  es farà servir aquest model.

Està basat en l'anàlisi de diferents situacions de laboratori estudiades per Briggs (1987). La fórmula específica utilitzada és la següent:

$$C = \frac{0.021Q\omega_*^3 x^{1/3}}{F^{4/3}h} \exp(-0.5 \left( \frac{y-y_0}{\sigma_y} \right)^2) \text{ si } x < 10F/w_*^3 \quad (7.23)$$

on  $\sigma_y = 0.8F_*^{1/3}X_*^{2/3}h$

$$C = \frac{Q}{\omega_* x h} \exp\left(\left(\frac{-7F}{(x\omega_*^3)^{3/2}}\right)^2\right) \exp(-0.5 \left( \frac{y-y_0}{\sigma_y} \right)^2) \text{ si } x \geq 10F/w_*^3 \quad (7.24)$$

on  $\sigma_y = 0.6x_*h$

La concentració màxima ve donada per

$$C_{\text{màx}} = 0.04Qw_*^2/(Fh) \quad (7.25)$$

Com que el quocient  $Q/F$  és aproximadament constant en aquestes condicions, es pot concloure que la concentració màxima és directament proporcional a l'energia turbulenta  $w_*^2$  i inversament proporcional a l'alçada de la capa de barreja. Cal fer notar que en condicions de convecció aquesta concentració no depèn de la velocitat del vent.

#### 7.3.1.2.4. Model per condicions neutres (LM)

Aquest model es farà servir per condicions d'estratificació neutrals i en condicions de convecció dèbils,  $u/w_* \leq 4$ . Considera situacions en què el plomall s'eleva fins al final de la capa de mescla,  $F_{*n} \geq 0.75$  i llavors es dispersa horitzontal fins que les velocitats ascendents s'extingeixen, que serà quan caigui el plomall. Un índex entre les dues velocitats efectives, la de l'ambient i la de l'interior del plomall és  $\emptyset$ :

$$\emptyset = 0.8/\sigma_w (F/x)^{1/3} \quad (7.26)$$

I en funció d'aquest índex s'esdevé que la concentració en el terra és igual a

$$C = \frac{Q}{\sqrt{2\pi h} \sigma_y u} (1 - \text{erf}(\emptyset)) \exp(-0.5 \left( \frac{y-y_p}{\sigma_y} \right)^2) \quad (7.27)$$

on  $\sigma_y = 1.6F_*^{1/3}X_*^{2/3}/u$  i erf és la funció error.

Tots els submodels tenen en comú el sistema de localització de la font i els punts receptors, i la possibilitat d'escollir els paràmetres de dispersió vertical i lateral  $\sigma_z$  i  $\sigma_y$  respectivament segons Hanna o Briggs.

#### 7.3.2. Noves parametritzacions amb el sodar

Les entrades del model són les dades subministrades pel sodar, la torre meteorològica de 50 m i les dades d'emissió de les fonts contaminants. A partir d'aquestes dades i mitjançant la **Teoria de Semblança** s'ha pogut determinar els paràmetres que alimenten el model:  $Q_0$  flux de calor superficial,  $MH$  alçada de la capa de barreja del contaminants,  $w_*$  velocitat convectiva,  $u_*$  velocitat de fregament,  $L$  longitud de Monin-Obukhov i directament els perfils de temperatura potencial virtual i velocitat del vent. En el cas d'una atmosfera estable o neutral a partir de la torre (veure més endavant mètode aerodinàmic) i en el cas de convecció mitjançant el sodar (veure seccions anteriors).

D'altra banda, una vegada calculats els paràmetres esmentats es procedeix al càlcul de la sobrelevació del plomall (alçada efectiva),  $h_e$ , i a la determinació dels perfils turbulents de  $\sigma_v$  i  $\sigma_w$ . Aquests perfils s'han parametritzat en funció de  $w_*$ ,  $u_*$  i  $L$  segons



Panofsky, et al. (1977) i Hicks (1985). La  $\sigma_w$  és un paràmetre que també s'obté directament del sodar i sempre s'ha utilitzat la més gran de les dues, és a dir, afavorint la dispersió. Pel que fa a l'alçada efectiva del plomall, només es calcula en condicions estables, ja que els altres submodels tenen procediments implícits per tenir-la en compte. En el cas estable s'ha calculat segons les clàssiques fórmules de Briggs (1984).

Amb tota aquesta informació, o bé directa o bé elaborada, s'entra en l'esquema que dirigeix el programa segons les quatre subrutines alternatives que són la part principal del model i on finalment es calcula la concentració de contaminants a terra.

### 7.3.2.1. Càlculs superficials: mètode aerodinàmic

Se sap que l'atmosfera i, en particular, la capa fronterera atmosfèrica pot estar en règim d'estratificació estable, inestable i indiferent, essent en cadascun dels casos els perfils del mòdul del vent i temperatura diferents.

Es proposa extrapolar els valors del mòdul del vent i de la temperatura per a diferents alçades i per a diferents tipus de règims, així com calcular la longitud d'Obukhov  $L$ , el paràmetre adimensional  $Z/L$ , que té en compte el tipus d'estabilitat, la velocitat de fregament  $u_*$  i el flux de calor superficial  $Q_0$ . Les dades d'entrada són els valors de les variables a dos nivells pròxims a la superfície mesurades a partir de la torre meteorològica ubicada a Vilaseca. El mètode emprat es basa en la teoria de semblança de capa superficial (per detalls, veure Stull, 1988). Aquesta teoria proposa

$$M(z_2) - M(z_1) = \frac{u_*}{k \cdot \left[ \ln \frac{z_2}{z_1} + \psi_M \left( \frac{z_2}{L} \right) - \psi_M \left( \frac{z_1}{L} \right) \right]} \quad (7.28)$$

$$\text{on } \psi_M \left( \frac{z_2}{L} \right) - \psi_M \left( \frac{z_1}{L} \right) = \int_{\frac{z_1}{L}}^{\frac{z_2}{L}} \left[ \Phi_M \left( \frac{z}{L} \right) - 1 \right] \frac{d \left( \frac{z}{L} \right)}{\frac{z}{L}} \quad (7.29)$$

$$\theta(z_2) - \theta(z_1) = \frac{\theta_*}{k \cdot \left[ \ln \frac{z_2}{z_1} + \psi_H \left( \frac{z_2}{L} \right) - \psi_H \left( \frac{z_1}{L} \right) \right]} \quad (7.30)$$

$$\text{on } \psi_H \left( \frac{z_2}{L} \right) - \psi_H \left( \frac{z_1}{L} \right) = \int_{\frac{z_1}{L}}^{\frac{z_2}{L}} \left[ \Phi_H \left( \frac{z}{L} \right) - 1 \right] \frac{d \left( \frac{z}{L} \right)}{\frac{z}{L}} \quad (7.31)$$

essent  $M$  el mòdul de la velocitat mitjana del vent,  $\theta$  la temperatura potencial mitjana i  $L$  és la longitud d'Obukhov,  $u_*$  i  $\overline{(w'\theta')_s}$ , són els fluxos turbulents de moment i calor a la superfície respectivament,  $k$  és una constant,  $\theta_v$  és la temperatura potencial virtual,  $\theta_*$  és una escala de temperatura que està definida com

$$\theta_* = \frac{\overline{(w'\theta')_s}}{u_*} \quad (7.32)$$

$\Phi_M \left( \frac{z}{L} \right)$  i  $\Phi_H \left( \frac{z}{L} \right)$  són els gradients adimensionals de moment i calor, respectivament, definits com

$$\left. \begin{aligned} \Phi_M \left( \frac{z}{L} \right) &= \left( 1 - \gamma \cdot \frac{z}{L} \right)^{-\frac{1}{4}} \\ \Phi_H \left( \frac{z}{L} \right) &= \left( 1 - \gamma \cdot \frac{z}{L} \right)^{-\frac{1}{2}} \end{aligned} \right\} \text{per } \frac{z}{L} < 0, \text{ inestable} \quad (7.33)$$

$$\Phi_M\left(\frac{z}{L}\right) = \Phi_H\left(\frac{z}{L}\right) = (1 - \beta \cdot \frac{z}{L}) \text{ per } 0 < \frac{z}{L} < 0.5, \text{ estable} \quad (7.34)$$

$$\Phi_M\left(\frac{z}{L}\right) = \Phi_H\left(\frac{z}{L}\right) = 8 - \frac{4.25}{\frac{z}{L}} + \frac{1}{\left(\frac{z}{L}\right)^2} \text{ per } \frac{z}{L} > 0.5, \text{ estable} \quad (7.35)$$

on els coeficients  $\beta$  i  $\gamma$  prenen els valors 5 i 16.

Per resoldre (7.28) i (7.30) es necessita en tots els casos  $\theta_*$ ,  $u_*$  i  $L$ . Per aquest motiu s'inicialitza el model suposant que l'estratificació és indiferent. En aquest cas (7.28) i (7.30) prenen una expressió molt més senzilla,

$$M(z_2) - M(z_1) = \frac{u_*}{k \cdot \ln \frac{z_2}{z_1}} \quad (7.36)$$

$$\theta(z_2) - \theta(z_1) = \frac{\theta_*}{k \cdot \ln \frac{z_2}{z_1}} \quad (7.37)$$

Amb les expressions (7.36) i (7.37) es calcula  $u_*$  i  $\theta_*$  coneixent el mòdul del vent  $M$  i la temperatura potencial  $\theta$  a dos nivells. Així, doncs, a partir de l'expressió (7.32), es té

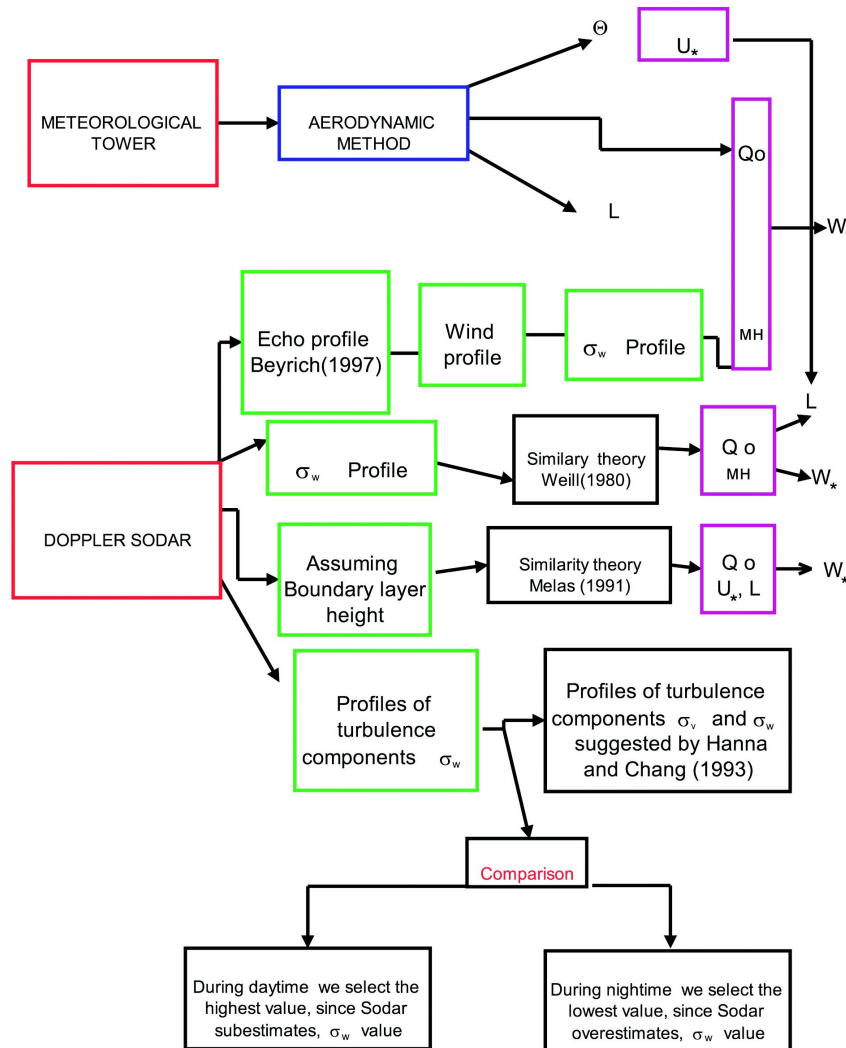
$$\overline{(w'\theta')_s} = u_*\theta_* \quad (7.38)$$

que permetrà calcular el flux de calor a la superfície  $\overline{(w'\theta')_s}$  i, a partir dels valors anteriors, es pot calcular  $L$ . Amb aquest primer valor de  $L$  i utilitzant (7.28) i (7.30) amb els valors de  $\psi\left(\frac{z}{L}\right)$  corresponents segons els diferents tipus d'estratificació, es calcula el primer valor de  $u_*$ ,  $q_*$ ,  $\overline{(w'\theta')_s}$  i  $L$ . Es continua aquest procés iteratiu fins que la diferència entre dos valors consecutius de  $L$  sigui menor que un nombre prefixat (s'ha utilitzat  $10^{-6}$ ).

En definitiva, el mètode aerodinàmic permetrà calcular els valors de la velocitat de fregament,  $u_*$ ,  $\theta_*$ , el flux de calor superficial i  $L$  segons el tipus d'estratificació. Coneixent, a més, els valors de  $M$  i  $\theta$  a un nivell de referència, mitjançant les expressions (7.28) i (7.30), es calcula  $M$  i  $\theta$  per diferents altures.

### 7.3.3. Diagrama de flux del model amb sodar

En aquest apartat es presenta en forma esquemàtica la forma com s'han obtingut les diverses variables meteorològiques que seran els "inputs" del model i determinaran l'evolució d'aquest (figura 7.13).



**Figura 7.13:** Esquema de l'estructura informàtica utilitzada pel càlcul dels "inputs" del model HPDM ( $u_*$ ,  $Q_0$  i MH) mitjançant el sodar i mètodes superficials. (Soler i Hinojosa, 1998).

Primerament, a partir d'una torre meteorològica de 50 m i utilitzant el mètode aerodinàmic s'ha calculat a través de l'escala de temperatura  $\theta_*$ , la velocitat de fregament  $u_*$ , la longitud d'Obukhov  $L$  i el flux de calor  $Q_0$ . A la vista d'aquestes dades es pot aturar l'execució del programa: en cas d'una ABL molt estable i, per tant, en absència d'un mínim de vent ( $u_* \rightarrow 0$ ) o en cas d'una ABL indiferent ( $Q_0 \rightarrow 0$ ). En aquests casos els engranatges del model no es posen en funcionament, ja que depenen directament d'aquestes variables.

En segon lloc el sodar proporciona directament perfils d'eco, de  $\sigma_w$  i de vent; i indirectament perfils de  $C_T^2$ . A partir d'aquestes dades, mitjançant els mètodes estudiats en capítols anteriors, a saber: mètodes dels perfils de flux de calor i de  $C_T^2$  i utilitzant simultàniament diferents criteris segons les diferents situacions es determina l'alçada de la capa de mescla (MH). En el cas de SBL segons el perfils de  $C_T^2$ , el perfil de

vent i el perfil de  $\sigma_w^2$ . Però és sobretot en cas de ML quan les opcions s'amplien gràcies al sodar. Es determina l'alçada de la MH a través del perfil de  $\sigma_w^2$  i el perfil d'eco i amb el perfil del vent que a més estima el grau de la barreja (perfil constant). També en ML, es calcula segons el mètode del perfil de flux de calor  $Q_0$  i MH. Llavors es torna a calcular L tot i que fent servir l'antiga  $u_*$ . D'altra banda, en el mateix sentit es realitzen càlculs de  $Q_0$  i  $u_*$  assumint l'alçada de MH i L inicial segons un mètode iteratiu proposat per Melas et al. (1994).

Una vegada realitzats tots aquests càlculs es procedeix a l'elecció dels definitius  $Q_0$ ,  $u_*$ , i L (entrades meteorològiques principals) parant atenció en la coherència de les entrades. I es determina  $w_*$ .

Seguidament es fan tota una sèrie de càlculs amb les dades característiques de les fonts contaminants, dels perfils de vent (sodar) i de temperatura (torre) com són els paràmetres d'empenta,  $F_*$  i  $F_{*n}$  que actuen sobre la partícula d'aire contaminada, en el cas convectiu i neutral respectivament; la temperatura; el mòdul i direcció de vent a l'alçada de la xemeneia i la sobrelevació del plomall en cas d'estabilitat, ja que en altres casos es calcula de forma implícita en els submodels. Segons el valor de l'alçada efectiva es pot aturar l'execució, ja que si aquesta està per damunt de la MH les parametrizacions no són suficientment encertades.

També a partir del sodar s'obtenen els perfils de les desviacions de les components horitzontals i vertical del vent  $\sigma_v$  i  $\sigma_w$ . Aquests perfils es comparen amb els proposats per Hanna i Chang (1993) parametrizats en funció, sobre tot, de  $u_*$  i  $w_*$  i es selecciona el més adient en cada cas.

A la taula 7.10 es presenten les característiques més importants de les fonts emissores considerades, on  $w$  (m/s) és la velocitat de sortida dels gasos;  $\varnothing$  (m) és el diàmetre de la boca de sortida dels gasos;  $T$  (°C) és la temperatura de sortida dels gasos;  $H$  (m) és l'alçada de la font;  $SO_2$  (kg/h) és la intensitat d'emissió.

**Taula 7.10:** Característiques més importants de les fonts emissores.

	w (m/s)	$\varnothing$ (m)	SO2 (kg/h)	T (°C)	H (m)
Font 1	9	7.7	2342	222	113,8
Font 2	6	3.5	503	108	61

Finalment, depenent de la magnitud de L concretament del paràmetre d'estabilitat  $1/L$ , de la força neta normalitzada  $F_*$  i  $F_{*n}$  i del paràmetre d'estabilitat convectiva  $u/w_*$ , el HPDM considera quatre submodels alternatius per al càlcul de la dispersió.

### 7.3.4. Resultats i discussió

El model s'ha executat tant en condicions convectives com en neutral i estables, tenint en compte les condicions meteorològiques més representatives de la zona d'estudi que ha estat l'àrea de Tarragona. Aquestes condicions són:

1. Situacions convectives, sense núvols amb brisa de mar intensa o dèbil, essent la direcció del vent del SE i SW.
2. Situacions convectives sense núvols amb vents moderats del sector W i NW gràcies a la combinació de la situació sinòptica i l'efecte orogràfic.
3. Nits amb vents moderats del sector NE.

El model s'ha executat seguint els tres mètodes presentats prèviament amb els que es calculen les entrades meteorològiques principals: aerodinàmic (A), mètode del

perfil de flux de calor, basat en Weill et al., 1980 (W) i el mètode proposat per Melas (M). El primer exemple considerat correspon al dia (05-09-97 a les 10:00 UTC); és una situació de brisa de mar moderada amb vents variant entre 5 i 6 m/s. A la taula 7.11 s'han comparat les variables meteorològiques més importants calculades amb els tres mètodes.

**Taula 7.11:** Velocitat de fregament ( $u_*$ ), Flux de calor ( $Q_0$ ) i velocitat convectiva ( $w_*$ ) segons el mètode aerodinàmic (A), mètode del perfil de flux de calor (W) i el mètode proposat per Melas (M). El dia 05-09-97 a les 10:00 UTC.

	A	W	M
Velocitat de fregament ( $U_*$ )	0.21	—	0.43
Flux de calor $Q_0$	0.059	0.064	0.052
Velocitat convectiva ( $w_*$ )	0.83	0.85	0.79

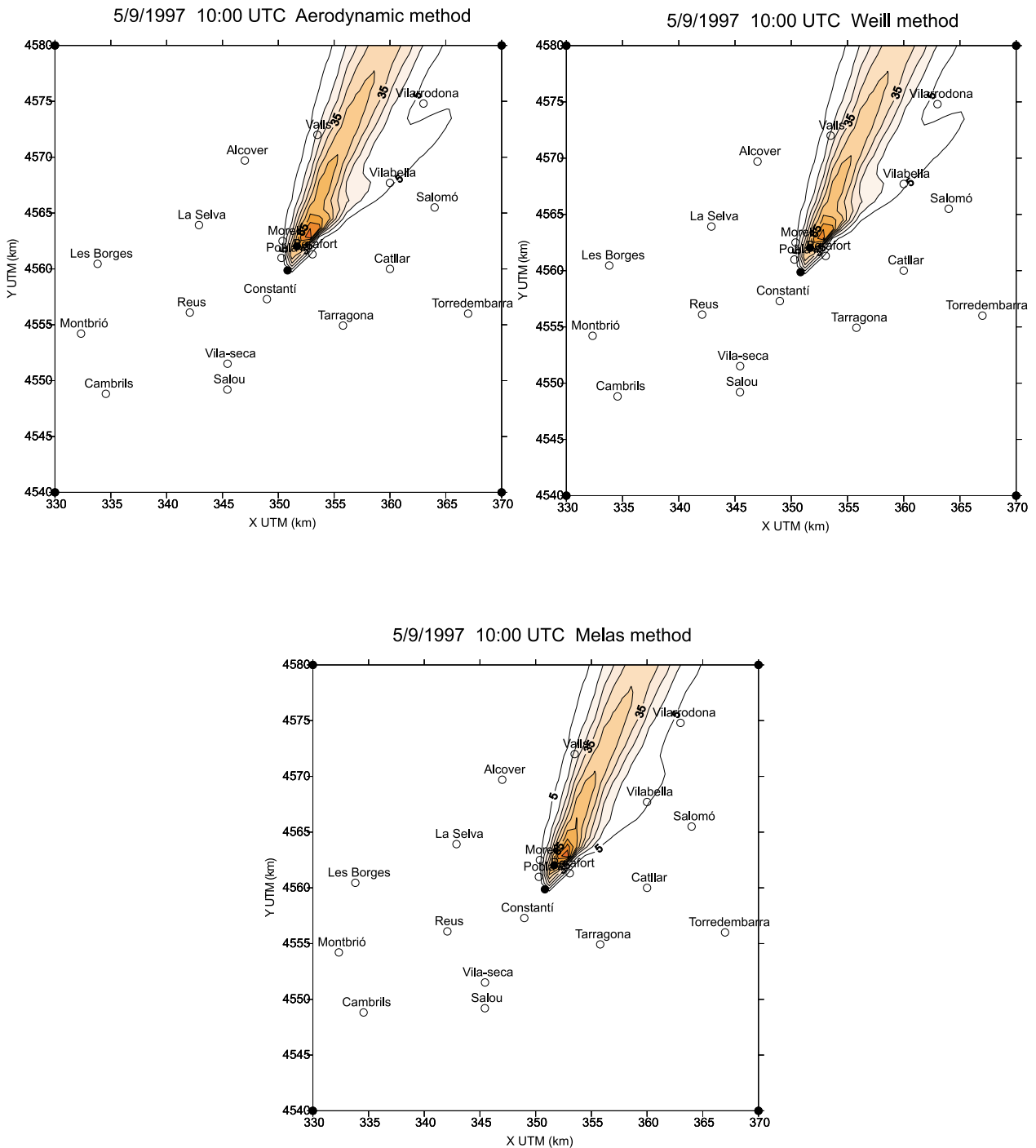
A partir de la comparació dels quatre mètodes per estimar l'alçada de la capa de mescla: intensitat d'eco, perfil vertical del vent, perfil de  $\sigma_w^2$  i mètode de W, s'ha considerat una alçada de 290 m. També s'han comparat els valors de  $\sigma_w$  trobats mitjançant el sodar i la parametrització de Hanna prenent com a paràmetres els donats pels mètodes de A, W, i M. Per les dues fonts considerades 1 i 2 els valors són els següents:

$$\sigma_w \text{ (sodar)} = 0.69; 0.59 \quad \begin{array}{l} \sigma_w \text{ HA} = 0.55 \\ \sigma_w \text{ HW} = 0.55 \\ \sigma_w \text{ HM} = 0.70 \end{array}$$

A la part dreta els valors de  $\sigma_w$  per les dues fonts considerades són els mateixos, ja que la parametrització no canvia si el quocient entre l'alçada del plomall,  $h_e$  i l'alçada de la capa fronterera  $h$  compleix la condició:

$$0.1 \leq h_e / h \leq 1$$

Per la font 1 el model HPDM es determina un LM i per la font 2 un GPM, per tant, les següents figures són una combinació dels dos models. Els resultats obtinguts pels tres mètodes, figura 7.14, són semblants. El plomall segueix la direcció de la brisa de mar i la concentració màxima que es troba al sòl és aproximadament de  $95 \mu\text{g} / \text{m}^3$ . Aquest màxim es produeix en una zona que es troba allunyada dels pobles més importants de l'àrea d'estudi. Els valors d'immissió subministrats per les estacions de mesura són inferiors, entre 30 i  $40 \mu\text{g} / \text{m}^3$ .



**Figura 7.14:** Mapa d'isopletes de concentració de  $\text{SO}_2$  ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) al sòl segons els tres mètodes A, W i M respectivament.

El segon exemple considerat correspon a la nit del 14-11-97 a les 22:00 UTC. La velocitat del vent varia entre 4 i 6 m/s i la direcció és del NE. En aquest cas, el model s'executa durant la nit i només es disposa d'un mètode per calcular les variables del model; aquest és el mètode aerodinàmic. Els valors d'aquestes variables són:

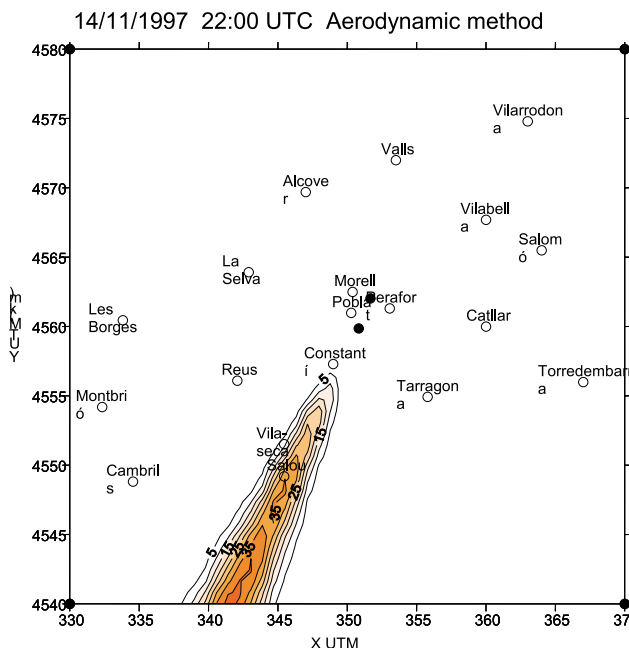
$$u_* = 0,218, \quad Q_0 = -0,029$$

L'alçada de la capa estable nocturna és de 200 m, calculada a partir del perfil vertical de la intensitat d'eco donada pel sodar. La comparació dels valors de  $\sigma_w$  donats pel

sodar i calculats mitjançant la parametrització de Hanna, prenent els paràmetres donats pel model aerodinàmic, són els següents:

$$\sigma_w \text{ sodar} = 0.25, \quad \sigma_w \text{ Hanna} = 0.04 \quad (\text{es pren el més petit})$$

Per la font 1 i 2 el HPDM es determina el típic GPM i els resultats es presenten a la figura 7.15. El plomall segueix la direcció del vent dominant i la concentració màxima que es troba al sòl és aproximadament de  $42 \mu\text{g} / \text{m}^3$ , localitzada sobre el mar. Els valors d'immissió subministrats per les estacions de mesura són inferiors, entre 20 i  $30 \mu\text{g} / \text{m}^3$ .



**Figura 7.15:** Mapa d'isopletes de concentració de  $\text{SO}_2$  ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) al sòl segons el mètode A.

El tercer exemple considerat és del dia 28-03-98 a les 10:00 UTC; correspon a una situació de brisa molt dèbil amb vents que varien entre 2 i 3 m/s. A la taula 7.12 s'han comparat els paràmetres més importants calculats pels tres mètodes

**Taula 7.12:** Velocitat de fregament ( $u_*$ ), Flux de calor ( $Q_0$ ) i velocitat convectiva ( $w_*$ ) segons el mètode aerodinàmic (A), mètode del perfil de flux de calor (W) i el mètode proposat per Melas (M). El dia 28-03-98 a les 10:00 UTC.

	A	W	M
Velocitat de fregament ( $U_*$ )	0.15	—	0.29
Flux de calor $Q_0$	0.080	0.073	0.051
Velocitat convectiva ( $W_*$ )	0.93	0.90	0.80

A partir de la comparació dels quatre mètodes per estimar l'alçada de la capa de mescla: intensitat d'eco, perfil vertical del vent, perfil de  $\sigma_w^2$  i mètode de W, s'ha considerat una alçada de 300 m. També s'han comparat els valors de  $\sigma_w$  trobats mitjançant el sodar i la parametrització de Hanna, prenent com a paràmetres els trobats pels mètodes de A, W, i M. Per les dues fonts considerades 1 i 2 els valors són els següents:

$$\sigma_w \text{ (sodar)} = 0.53; 0.48 \quad \begin{matrix} \sigma_w \text{ HA} = 0.58 \\ \sigma_w \text{ HW} = 0.56 \\ \sigma_w \text{ HM} = 0.59 \end{matrix}$$

A la part dreta els valors de  $\sigma_w$  per les dues fonts considerades són els mateixos, ja que com en el cas anterior, el quocient entre l'altura del plomall,  $h_e$ , i l'alçada de la capa fronterera,  $h$ ; compleix la condició:

$$0.1 \leq h_e / h \leq 1$$

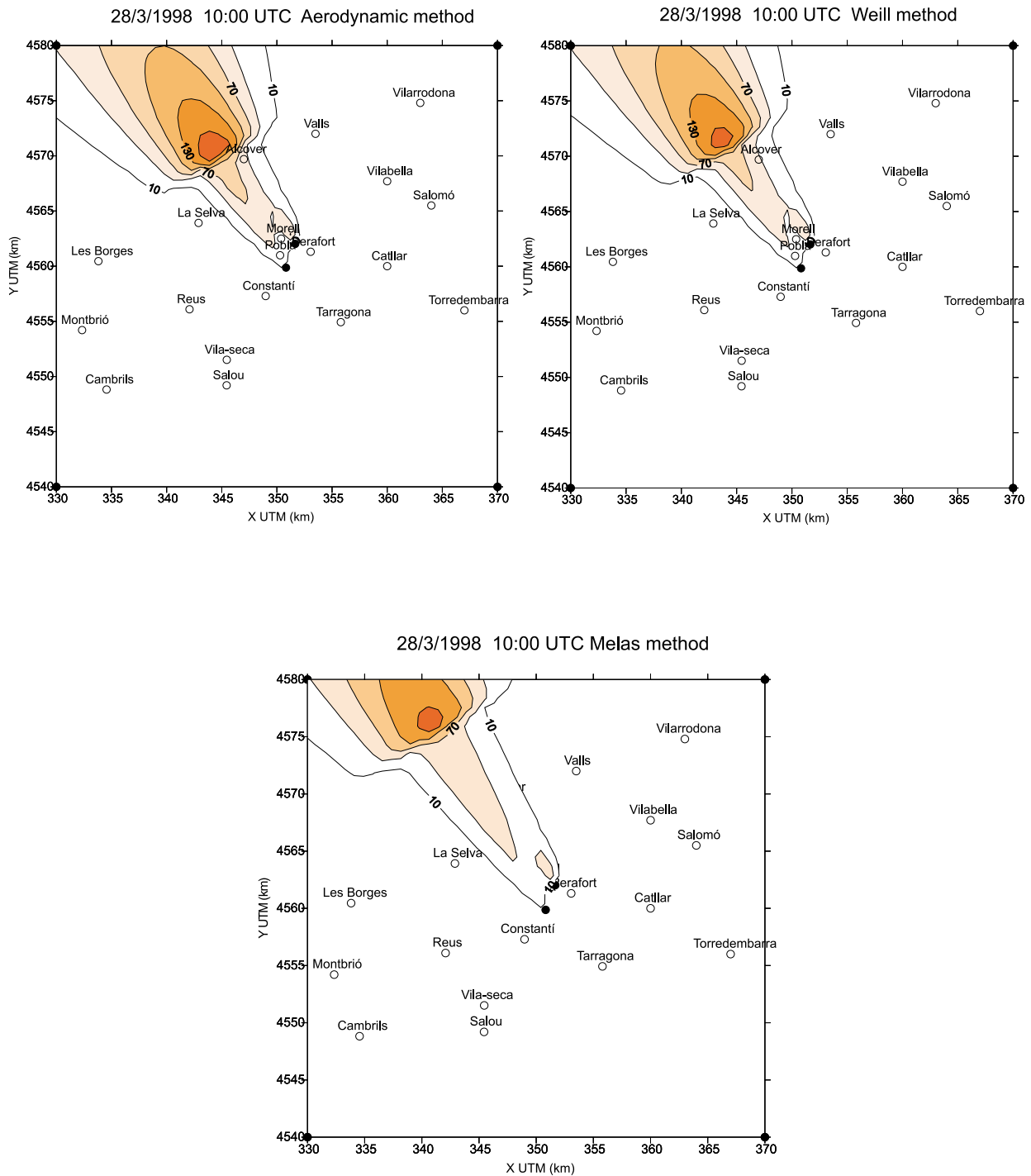


Figura 7.16: Mapa d'isopletes de concentració de SO<sub>2</sub> (µg/m<sup>3</sup>) al sòl segons els tres mètodes A, W i M respectivament.



Per la font 1 el model HPDM es determina un LW i per la font 2 un PDF, per tant; les següents figures tornen a ser una combinació dels dos models. Els resultats donats pels tres mètodes, figura 7.16, són semblants, encara que presenten algunes diferències. En ésser la concentració al sòl directament proporcional a  $\sigma_w^2$ , el mètode de M prediu valors més baixos que el mètode de W i el A respectivament. També la distribució espacial és lleugerament diferent, ja que depèn de  $\sigma_w^3$ . El plomall segueix la direcció del vent dominant i la concentració màxima que es troba al sòl és aproximadament de  $160 \mu\text{g}/\text{m}^3$ . Aquest màxim es produeix en una zona que es troba molt allunyada dels pobles més importants de l'àrea d'estudi. Els valors d'immissió subministrats per les estacions de mesura, en aquest cas, també molt allunyades del punt on es produeix el màxim i, per tant, no són gaire representatius, donen valors molt inferiors, entre  $10$  i  $20 \mu\text{g} / \text{m}^3$ .

El quart i últim exemple considerat és del dia 14-03-97 a les 10:00UTC, la situació estudiada correspon a vents moderats que varien entre  $7$  i  $8 \text{ m/s}$  del sector W, NW. A la taula 7.13 s'han comparat els paràmetres més importants calculats pels tres mètodes.

**Taula 7.13:** Velocitat de fregament ( $u_*$ ), Flux de calor ( $Q_0$ ) i velocitat convectiva ( $w_*$ ) segons el mètode aerodinàmic (A), mètode del perfil de flux de calor (W) i el mètode proposat per Melas (M). El dia 14-03-97 a les 10:00UTC.

	A	W	M
Velocitat de fregament ( $U_*$ )	0.60	————	0.60
Flux de calor $Q_0$	0.112	0.096	0.096
Velocitat convectiva ( $W_*$ )	0.98	0.93	0.93

A partir de la comparació dels quatre mètodes s'ha considerat una alçada de la capa de mescla de  $300 \text{ m}$ . També s'han comparat els valors de  $\sigma_w$  trobats mitjançant el sodar i la parametrització de Hanna prenent com a paràmetres els donats pels mètodes de A, W, i M.

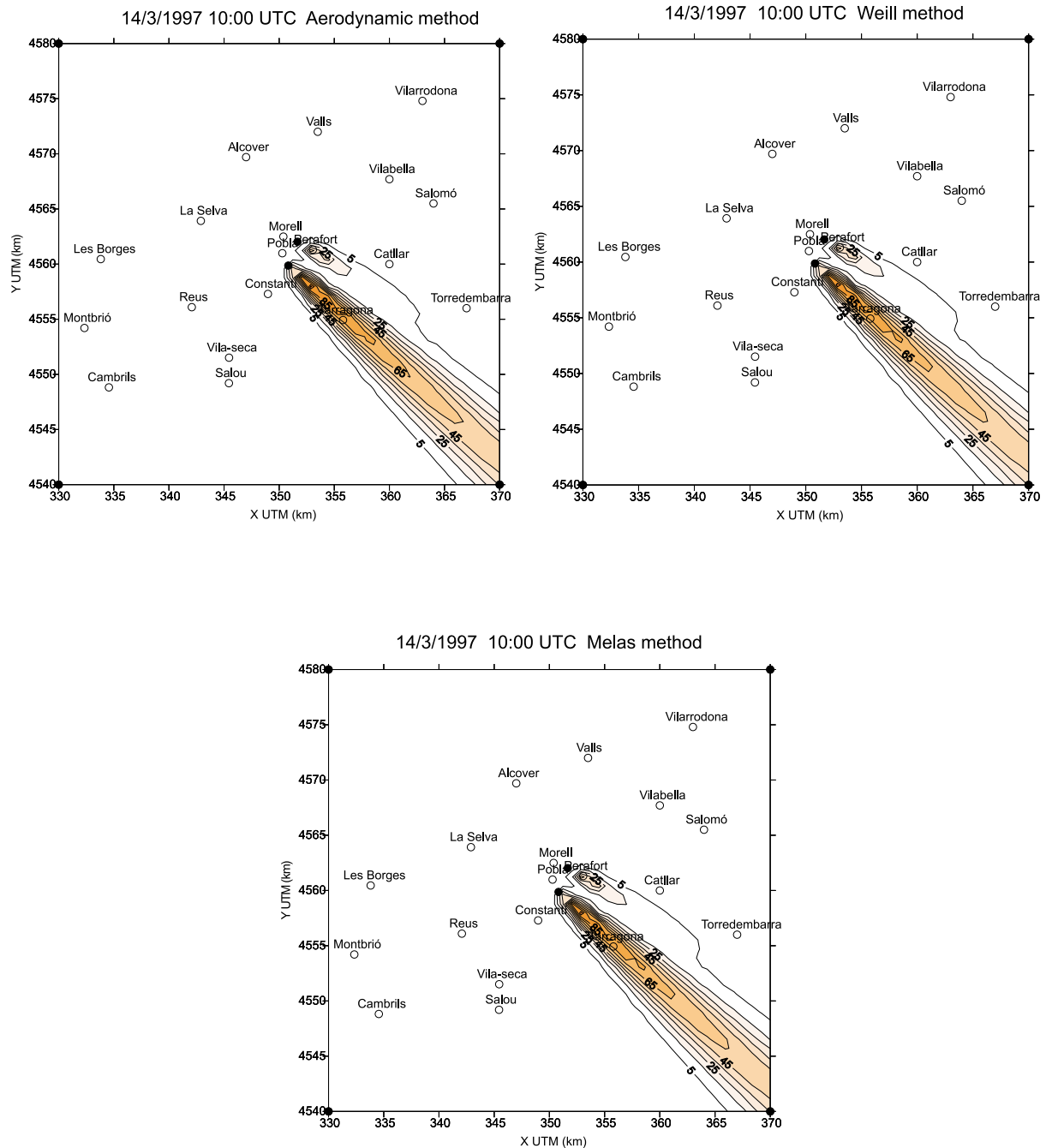
Per les dues fonts considerades 1 i 2 els valors són els següents:

$$\sigma_w \text{ (sodar)} = 0.73; 0.53 \quad \begin{array}{l} \sigma_w \text{ HA} = 0.93 \\ \sigma_w \text{ HW} = 0.91 \\ \sigma_w \text{ HM} = 0.91 \end{array}$$

A la part dreta, els valors de  $\sigma_w$  per les dues fonts considerades són els mateixos, com ha succeït abans, ja que el quocient entre l'altura del plomall,  $h_e$ , i l'alçada de la capa fronterera,  $h$ ; compleix la condició:

$$0.1 \leq h_e / h \leq 1$$

Per la font 1 el model HPDM es determina un LM i per la font 2 un GPM, per tant, una altra vegada les següents figures són una combinació dels dos models. Els resultats calculats pels tres mètodes, figura 7.17, són semblants. El plomall segueix la direcció del vent dominant i la concentració màxima que es troba al sòl és aproximadament de  $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ . En aquest cas el màxim es produeix a la vora de Tarragona, i els valors d'immissió subministrats per les estacions de mesura situades a Tarragona també són pròxims a  $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ .



**Figura 7.17:** Mapa d'isopletes de concentració de SO<sub>2</sub> (μg/m<sup>3</sup>) al sòl segons els tres mètodes A, W i M respectivament.

### 7.3.5. Conclusions

En aquest treball s'han presentat mètodes alternatius per calcular, a partir d'un sodar i una torre meteorològica, les principals variables meteorològiques que actuen com a "input" en un model híbrid de dispersió. Els resultats obtinguts són satisfactoris, encara que a l'hora d'aplicar les diferents metodologies proposades, s'ha de fer un estudi acurat, per exemple amb les dades procedents del sodar, de la situació meteorològica. És, per tant, aquest, un altre punt a favor de disposar d'un sodar.

A les hores centrals del dia quan l'alçada de la capa de mescla cau fora del rang del sodar, s'han de buscar mètodes alternatius per estimar aquesta alçada. Aquest és un punt en el qual s'està treballant.

El model híbrid de dispersió ha demostrat que és un bon model de diagnòstic, que ofereix grans possibilitats i que pot funcionar perfectament en un ordinador personal. La fiabilitat dels resultats que doni el model estan íntimament relacionats amb la fiabilitat de les dades meteorològiques que són d'entrada en el model.

El nou model que s'ha proposat pel càlcul dels paràmetres de dispersió, a partir de les dades proporcionades per la torre, és un model senzill, operatiu i fàcilment es pot incloure en un model de dispersió. Aquest punt obre una nova línia de treball, ja que permetrà estudiar la sensibilitat dels models de dispersió enfront a les diferents parametritzacions dels paràmetres turbulents.

La torre meteorològica és un complement essencial en la modelització de la dispersió de contaminants.

## **7.4. Conclusions**

En aquest capítol s'ha posat de manifest que el sodar pot aportar una millora tant quantitativa com qualitativa pel que fa a les entrades meteorològiques dels models de dispersió de contaminants i, per tant, en els resultats dels mateixos models.



## Capítol 8

### *Conclusions*

Com que en cadascun dels capítols, i de vegades en els diferents apartats, s'han exposat les conclusions corresponents, en aquest capítol vuitè es mostren només les de caire més global.

El coneixement de l'estructura tèrmica i dinàmica de la baixa atmosfera és de gran importància, ja que l'estat termodinàmic d'aquesta capa governa, entre altres, els processos de dispersió de contaminants i, per tant, és essencial pel control de la qualitat de l'aire. Aquest coneixement s'aconsegueix mitjançant la mesura i la modelització dels perfils de temperatura i de vent, així com el de les variables turbulentes bàsiques: fluxos de calor i de moment.

Els mètodes clàssics de mesura directa: baló sonda, baló captiu, torres, avions etc., malgrat ser molt precisos i fiables, tenen inconvenients importants com són la pobre representació espacial o l'escassa resolució temporal per qüestions logístiques i econòmiques. Aquestes dificultats, que per l'estudi sinòptic es poden obviar en primera instància, en l'estudi de la microescala suposen la pèrdua d'informació valuosa.

Entre els instruments de mesura remota, el sodar és probablement el més apropiat, fiable i econòmic per supervisar i modelitzar la dispersió de contaminants en funció de l'estabilitat dinàmica de la baixa atmosfera, de l'alçada de la capa fronterera atmosfèrica i, en general, de l'evolució de l'estructura turbulenta d'aquesta capa.

El sodar és un instrument basat en la propagació del so a l'atmosfera: en les propietats d'aquest i en la seva absorció, atenuació i dispersió segons el comportament de l'atmosfera. Les capacitats del sodar es poden dividir en dos grans grups:

- Amb un feix vertical emès i recollit per ell mateix queden reflectides les inhomogeneïtats tèrmiques dins de la PBL. Aquestes inhomogeneïtats són mesurades i exposades en forma de registres d'eco que comporten una visió indirecta de l'estructura tèrmica i dinàmica de la baixa atmosfera.
- Amb l'anàlisi del senyal retrodifós en funció del canvi de freqüència (efecte Doppler) s'obté, amb molta fiabilitat, un perfil de vent tridimensional utilitzant tres antenes adequadament ubicades.

D'altra banda, l'aplicació del sodar està limitada per l'altura abastada que durant el dia, a vegades, és menor que l'alçada de la CBL on tenen lloc els processos de dispersió. Una de les majors limitacions del sodar és la falta de qualitat en les mesures dels moments de segon ordre, sobretot en les desviacions estàndards de les components horitzontals. En el cas de la  $\sigma_w$ , tot i no ser ideal, la seva aplicació en els treballs de dispersió de contaminants és acceptable.

En aquesta memòria s'ha mostrat el sodar com una nova tècnica per interpretar i estudiar l'estructura de la capa fronterera atmosfèrica. La fiabilitat de les dades proporcionades pel sodar ha quedat confirmada a través de la comparació experimental amb altres tècniques i mesures directes.

Les comparacions amb la torre meteorològica i el fet de disposar contínuament dels perfils del vector vent, ha permès caracteritzar i analitzar exhaustivament el camp de vents de la zona on estava ubicat el sodar. També s'ha de destacar el paper que pot jugar el sodar a nivell climatològic, ja que el volum de dades que representa el seu

funcionament de forma continuada contribueix a la generació d'una extensa base de dades.

D'altra banda, l'estudi de l'estructura tèrmica ha permès identificar una sèrie d'estructures atmosfèriques: Inversions de temperatura de caràcter radiatiu (estratificació estable), convecció tèrmica (estratificació inestable), mescla activa (estratificació indiferent), capes estables elevades (destrucció de la inversió, brisa de mar i advecció) i algunes combinacions entre elles com ara la convecció sota capa elevada.

La interpretació dels ecogrames o registres d'intensitat d'eco necessita una gran dosi d'experiència per jutjar qualitativament les situacions meteorològiques i resulta de gran ajuda disposar, sobretot al principi, dels paràmetres clàssics com temperatura, pressió, humitat, radiació i vent en superfície.

Després d'estudiada i analitzada la teoria i validat el sodar experimentalment tant a nivell dinàmic com tèrmic es procedeix a l'estudi acurat de l'ABL. Entre les diferents metodologies basades en ell han d'assenyalar-se els mètodes basats en el perfil de flux de calor (funció de  $\sigma_w$ ), en el perfil del paràmetre d'estructura tèrmica ( $C_T$ ) o en la simple observació de la intensitat d'eco (EI). En general, aquests mètodes mostren la capacitat del sodar d'aconseguir resultats satisfactoris en les mesures realitzades a l'ABL de dia i de nit.

En particular, els resultats indiquen que el sodar en ML, on la turbulència tèrmica és gran, pot mesurar quantitativament paràmetres importants del desenvolupament d'aquesta capa com la seva alçada i qualitativament fins i tot fluxos de calor; de manera que s'obté l'evolució d'aquesta capa. En el cas de la SBL el delicat equilibri turbulent que la governa ho fa més difícil, però de tota manera, el sodar subministra una bona estimació de la seva alçada i de les seves característiques generals.

El transport i dispersió de contaminants a l'atmosfera és un fenomen físic que està regit bàsicament per factors meteorològics, la majoria dels quals varien considerablement en l'espai i amb el temps. Així doncs, la qualitat d'un model de dispersió està fortament influenciada per la qualitat de les dades i variables meteorològiques que s'utilitzin com a "input" en el seu model meteorològic.

El sodar introdueix mètodes alternatius i millores en l'adquisició de les dades i en les parametritzacions utilitzades pel models. La percepció de la turbulència, la continuïtat i els perfils de les dades han fet possible un pas endavant en la modelització de la dispersió de contaminants. La possibilitat d'analitzar l'estructura turbulenta en altura millora considerablement els resultats donats pels models. D'altra banda, disposar de roses de vent proporciona una informació valuosa per la predicció de zones de risc en possibles episodis de contaminació i, sobretot, si com en el cas del sodar es subministren a diferents altures.

El sodar també proposa alternatives en la determinació de l'alçada de la capa de barreja de contaminants tenint en compte les variables meteorològiques en altura. Aquesta alçada és una de les dades bàsiques i que més repercuteix en els valors d'immissió.

Entre les variables de mesura tradicionals com la pressió, la temperatura, el vent i la humitat, es pot considerar la informació subministrada pel sodar com la d'un nou observador que aporta als sistemes de mesura tradicionals un punt de vista nou i diferent. A més, conjugant la seva gran resolució temporal i vertical, l'adequada experiència i d'altres tècniques, el sodar es pot convertir en una eina de mesura fiable que encapçali la interpretació dels fenòmens locals més rellevants en la dispersió de contaminants i l'estudi general de la baixa atmosfera.

---

# Annex

---

En aquest annex es presenta informació sobre les campanyes experimentals realitzades.

- Novembre 1992, BRINV-92.
- Març 1995, GLOBUS-95.
- Febrer 1996, VILEXP-96.

A més de les campanyes puntuals realitzades, el fet de disposar durant llarg temps dels sodar-doppler, de la torre meteorològica de 50 m i de diferents màstils de 3, 5 i 9 m amb sensors a dos i tres nivells, que proporcionen de forma contínua valors de la temperatura, de la humitat i del vent, ha permès estudiar l'evolució temporal i vertical d'aquestes variables, així com la influència de les condicions del sol en el desenvolupament de la capa fronterera atmosfèrica.

## 1. Campanya experimental BRINV-92

1. Període: Del 21 al 24 de novembre de 1992.
2. Lloc: Àrea de Tarragona (Constantí).
3. Finalitat:
  - Calibrar el sodar mitjançant:
    - Mesures directes i baló sonda
    - Un model de capa fronterera d'ordre 1.5, Bougeault i Lacarrère (1989).
  - Estudiar bàsicament:
    - Les inversions de temperatura i la brisa marina.
    - El desenvolupament de la capa de mescla i l'estima de la seva alçada calculada a partir del paràmetre d'estructura tèrmica que s'ha obtingut mitjançant el sodar.
4. Material disponible: Sodar-doppler, baló sonda i mesures de temperatura, humitat i vent a dos nivells, a fi d'obtenir els fluxos superficials calculats pel mètode del gradient i poder inicialitzar el model.

## 2. Campanya experimental GLOBUS-95

1. Període del 7 de març al 17 de març de 1995.
2. Lloc: Àrea de Tarragona (Constantí).
3. Finalitat: Calcular l'alçada de la capa de mescla amb baló captiu i amb el sodar-doppler. Amb el baló captiu s'ha utilitzat el criteri del perfil de la  $\theta_v$  i amb

el sodar aquesta alçada s'ha calculat amb el perfil vertical del flux de calor. Aquesta última variable s'ha calculat a partir de la desviació de la component vertical del vent  $\sigma_w$  mesurada pel sodar. S'ha suposat que el flux decreix linealment amb l'altura i que on el flux tendeix a zero coincideix amb l'alçada de la capa de mescla.

### 3. Campanya experimental VILEXP 96

1. Període: Del 29 de febrer al 4 de març.
2. Lloc: Àrea de Tarragona (Vilaseca).
3. Finalitat principal: Estudiar l'evolució de la capa estable nocturna i estimar la seva alçada utilitzant diferents criteris. Comparar els resultats obtinguts amb un model de capa estable nocturna de segon ordre.

Els criteris utilitzats han estat:

- Perfils verticals de la  $\theta_v$

Perfils verticals del paràmetre d'estructura tèrmica,  $C_T$ . S'han utilitzat dos criteris:

- Nivell on es produeix el segon màxim de  $C_T^2$ .
- El nivell on el canvi del gradient vertical de  $C_T^2$ , després d'una zona de decreixement continuat, és més acusat.

#### 1. Material disponible:

- Torre de 50 metres amb la següent instrumentació: Quatre nivells de sensors de temperatura, humitat i vent de resposta lenta.
- Torre meteorològica de 5 m.
- Un anemòmetre sònic i un sensor de temperatura de resposta ràpida (20 Hz).
  - Baló captiu
  - Baló sonda
  - Sodar-doppler
  - Un microbarògraf



---

# Bibliografia

---

- Aggarwal, S. K., Singal, S. P., Kappor, R. K., i Adiga, B. B., 1980: A study of atmospheric structures using Sodar in relation to land and sea breezes. *Boundary-Layer Meteor.*, **18**, 361-371.
- André, J. C., de Moor, G., Lacarrère, P., Therry, G., i du Vachat, R., 1978: Modeling the 24-hour evolution of the mean and turbulent structures of the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1861-1883.
- Arya, S. P. S., 1981: Parameterizing the height of the stable atmospheric boundary layer. *J. Appl. Meteor.*, **20**, 1192-1202.
- Asimakopoulos, D. N., Cole, R. S., Caughey, S. J., i Crease, B. A., 1976: A quantitative comparison between acoustic sounder returns and the direct measurement of atmospheric temperature fluctuations. *Boundary-Layer Meteor.*, **10**, 137-148.
- Asimakopoulos, D. N., Mousley, T. J., Helmis, C. G., Lalas, D. P. and Gaynor, J. E., 1983: Quantitative low-level acoustic sounding and comparison with direct measurements. *Bound.-Layer Meteor.*, **27**, 1-26.
- Asimakopoulos, D. N., Helmis, C. G., and Deligiorgi, D. G., 1994: Climatological evaluation of sodar recordings over complex terrain. *INT. J. Remote Sensing*, **15**, 2, 383-392.
- Atkinson, B. W., 1983: *Land and sea breezes in meso-scale atmospheric circulation*. London: Academic Press, pp. 125-209.
- Batchelor, G. K., 1957: *Wave scattering due to turbulence*. *Symposium on Naval Hydrodynamics*, edited by F. S. Sherman (NASNCR Publ. 515), pp. 409-430.
- Beljaars, A. C. M., 1985: Verification of doppler sodar measurements. Scientific Report W. R. 85-2, Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, DeBilt, The Netherlands, 40.
- Benkley, C. W. i Schulman, L. L., 1979: Estimating hourly mixing depths from historical meteorological data. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 772-780.
- Beyrich, F., 1996: Mixing height estimation from sodar data- a review. Proc. ISARS'96, Moscow.
- Beyrich, F. i Weill, A., 1993: Some aspects of determining the stable boundary layer depth from sodar data. *Boundary-Layer Meteor.*, **63**, 97-116.
- Bougeault, P. i Lacarrère, P., 1989: Parameterization of orography-induced turbulence in a meso-beta-scale model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1782-1890.

- Briggs, G. A., 1984: Plume rise and buoyancy effects. *Atmosphere Science and Power Production*, D. Randerson, Ed., DOE/TIC-27601, 327-366.
- Borwn, E. H. i Clifford, S. F., 1976: On the attenuation of sound by turbulence. *J. Acoust. Soc. Am.*, **60**, 788-794.
- Borwn, E. H. i Hall, F. F., 1978: Advances in atmospheric acoustics. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **16**, 47-110.
- Businger, J. A., Arya S. P. S., 1974: Heights of the mixed layer in the stratified planetary boundary layer. *Advances in Geophysics*, **18A**, 73-92.
- Businger, J. A., Wyngaard, J. C., Izumi, Y. and Bradley, E. F., 1972: Flux profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181-189.
- Carruthers, D. J., Holyrod, R. J., Hunt, J. C. R., Weng, W. S., Robins, A. G., Apsely, D. D., Smith, F. B., Thomsom D. J., Hudson, B., 1992: UK atmospheric dispersion modelling system. In: H. v. Dop, G. Kallos, eds., *Air Poll. Modelling and its Appl.* IX, Plenum Press, New York, 15-28 (Proc. 19<sup>th</sup> CCMS/NATO ITM Ierapetra).
- Carson, D. J., 1973: The development of a dry inversion-capped convectively unstable boundary layer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **99**, 450-467.
- Caughey, S. J., 1982: Observed characteristics of the atmospheric boundary layer. In *Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling* (edited by F. T. M. Nieuwstadt and H. van Dop), pp. 107-158. D. Reidel, Dordrecht.
- Caughey, S. J. i Readings, C. J., 1974: Vertical components of turbulence in convective conditions. *Advances in Geophysics*, **18A**, Academic Press, 125-130.
- Caughey, S. J., Wyngaard, J. C., i Kaimal, J. C., 1978: Turbulence in the evolving stable boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1041-1052.
- Corrsin, S., 1951: On the spectrum of temperature fluctuations in a isotropic turbulence field. *J. Appl. Phys.*, **22**, 417-423.
- Coulter, R. L., 1979: A comparison of tree methods for measuring mixing layer height. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1495-1499.
- Coulter, R. L., 1996: The minisodar and planetary boundary layer studies. Proc. ISARS'96, Moscow.
- Coulter, R. L. i Wesley, M. L., 1980: Estimates of surface heat flux from sodar and scintillation measurements in the unstable boundary layer. *J. Appl. Meteor.*, **19**, 1209-1222.
- Cuxart, J., Bougeault, P., Lacarrère, P., Noilhan, J., i Soler, M. R., 1994: A comparison between Transilient turbulence theory and the exchange coefficient approach. *Bound.-Layer Meteor.*, **67**, 251-276.

- Deardorff, J. W., 1970: Convective velocity and temperature scales for the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 1211-1213.
- Deardorff, J. W., 1972: Parameterization of the planetary boundary layer for use in general circulation models. *Mon. Weather Rev.*, **100**, 93-106.
- Defant, F., 1951: *Local Circulations. Compendium of meteorology*. T. F. Malone, Ed., Boston, American Meteorology Society, pp. 655-672.
- Dohrn R., Raschke E., Bujnoch A. i Warmbier G., 1982: Inversion structure heights above the city of Cologne (Germany) and a rural station nearby as measured with two sodars. *Met. Rundsch.*, **35**, 133-144.
- Driedonks, A. G. M. i Tennekes, H., 1984: Entrainment effects in the well-mixed layer atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteor.*, **30**, 75-105.
- Estoque, M. A., 1961: A theoretical investigation of the sea breeze. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **87**, 136-146.
- Finkelstein, P. L., Kaimal, J. C., Gaynor J. E., Graves, M. E., i Lockhart, T. J., 1986: Comparison of wind monitoring systems. Part II: Doppler sodars. *J. Atmos. and Ocea. Technol.*, **3**, 594-604.
- Gaynor, J. E., 1992: Quantifying errors in sodar wind variance measurements. Proc. ISARS'92, Athens.
- Gaynor, J. E., 1994: Accuracy of sodar wind variance measurements. *INT. J. Remote Sensing*, **15**, 2, 313-324.
- Gaynor, J. E. i Baker C. B., 1991: Fine time-scale comparisons between doppler sodar and sonic- anemometer-derived winds. Preprints of the seventh symposium on meteorological observations and instrumentation held in New Orleans, Louisiana. Boston, Mass. AMS, pp. 401-404.
- Gaynor, J. E., Baker C. B., i Kaimal, J. C., 1990: The international sodar intercomparison experiment. In *Acoustic remote sensing*, Proc. ISARS'90, editat per S. P. Singal, Tata McGraw-Hill pp. 67-74.
- Gaynor, J. E., i Korell, J. A., 1981: Instrument intercomparisons at the B. A. O. during 1980. NOAA Technical Memorandum ERL WPL-69, NOAA Environ. Res. Lab., Boulder, Col.
- Gera, B. S. i Singal, S. P., 1990: Sodar in air pollution meteorology. *Atmos. Environ.*, **23**, 11, 2079-2084.
- Gilman, G. W., Coxhead, H. B. i Willis, F. H., 1946: Reflection of sound signals in the troposphere. *J. Acoust. Soc. Am.*, **19**, 274-283.
- Golder, D., 1972: Relations among stability parameters in the surface layer. *Boundary-Layer Meteor.*, **13**, 47-58.

- Gossard, E. E. i Hooke, W. H., 1985: *Waves in the Atmosphere, Atmospheric Infrasound and Gravity Waves- their Generation and Propagation*. Elsevier Scientific Publ. Co., NY. 456 pp.
- Hanna, S. R., 1986: Lateral from tall stacks. *J. Climatol. Appl. Meteor.*, **25**, 1426-1433.
- Hanna, S. R. i Chang, J. C., 1992: Boundary-layer parameterization for applied dispersion modeling over urban areas. *Boundary- Layer Meteor.*, **58**, 229-259.
- Hanna, S. R. i Chang, J. C., 1993: Hybrid plume dispersion model (HPDM) improvements and testing at three field sites. *Atmos. Environ.*, **27A**, 9, 1491-1508.
- Hanna, S. R. i Paine R. J., 1989: Hybrid plume dispersion model (HPDM) development and evaluation. *J. Appl. Meteor.*, **28**, 206-224.
- Haugen, D. A. i Kaimal, J. C., 1978: Measuring temperature structure parameter profiles with an acoustic sounder. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 895-899.
- Hayashi, M., 1980: Acoustic sounding of the lower atmospheric inversion layer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 194-201.
- Helmis, C. G., Asimakopoulos, D. N., Deligiorgi, D. G., and Lalas, D. P., 1986: Observations of sea-breeze fronts near the shoreline. *Boundary- Layer Meteor.*, **38**, 395-410.
- Henderson, M. C. i Herzfeld, K. F., 1965: Effect of water vapor on the Napier frequency of oxygen and air. *J. Acoust. Soc Am.*, **37**, 986-988.
- Hicks, B. B., 1985: Behavior of turbulence statistics in the convective boundary layer. *J. Climatol. Appl. Meteor.*, **24**, 607-614.
- Holzworth, C. G., 1964: Estimates of mean maximum mixing depths in the contiguous United States. *Mon. Weather Rev.*, **92**, 235-242.
- Irwin, J. S., i Paumier, J. O., 1990: Characterizing the dispersive state of convective boundary layers for applied dispersion models. *Boundary-Layer Meteor.*, **53**, 267-296.
- Kaimal, J. C., Abshire, N. L., Chadwick, R. B., Decker, M. T., Hooke, W. H., Kroepfli, R. A., Neff, W. D., Pascualucci, F. i Hildebrand, P. H., 1982: Estimating the depth of the daytime convective boundary layer. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1123-1129.
- Kaimal, J. C., Baynton, H. W., i Gaynor, J. E., 1980: Low level intercomparison experiment, instruments and observing methods. Report No. 3, World Met. Organ., Geneva, Switzerland.
- Kaimal, J. C., Wyngaard, J. C., Haugen, D. A., Coté, O. R., Izumi, Y, Caughey, S. J. i Reading, C. J., 1976: Turbulence structure in the convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2152-2169.
- Kallistratova, M. A., 1959: An experimental investigation into the scattering of sound in a turbulent atmosphere. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, **125**, 1, 69-72.

- Kallistratova, M. A., 1961: Experimental investigation of the sound wave propagation in the atmosphere. *Trudy Inst. Fiz. Atmos., Atmos. Turbulentnost*, **4**, pp 203-256.
- Keder, J., 1989: Measurements of wind parameters and heat flux with the Sensitron doppler sodar. *Boundary-Layer Meteor.* **46**, 195-204.
- Kelton, G. i Bricout, P., 1964: Wind velocity measurements using sonic techniques. *Bull. Am. Meteor. Soc.* **45**, 571-580.
- Kondo, J., Kanechica, O., i Yasuda, N., 1978: Heat and momentum transfers under strong stability in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1012-1021.
- Koracin, D. i Berkowicz, R., 1988: Nocturnal boundary layer height: observations by acoustic sounders and prediction in terms of surface layer parameters. *Boundary-Layer Meteor.*, **43**, 65-83.
- Kumar, A. R., Rao, M. P. and Murphy, J. S. R., 1986: The effect of sea breezes on atmospheric stability as observed with Acoustic Sounder. *Boundary-Layer Meteor.*, **35**, 303-308.
- Lalas, D. P., Asimakopoulos, D. N., Deligiorgi, D. G., 1983: Sea breeze circulation and photochemical pollution in Athens, Greece. *Atmos. Environ.*, **17**, 1621-1632.
- Landau, L. D. i Lifshitz, E. M., 1959: *Fluid mechanics*, Addison-Wesley, Reading, Mass.
- Little, C. G., 1969: Acoustic methods for the remote proving of the lower atmosphere, *Proc. IEEE*, **57**, 4, 571- 578.
- Marhrt, L., R. C. Heald, D. H. Lenschow, B. B. Stankov i IB Troen, 1979: An observational study of the structure of the nocturnal boundary layer. *Boundary-Layer Meteor.*, **17**, 247-264.
- Marhrt, L., 1985: Vertical structure and turbulence in the very stable boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2333-2349.
- Marhrt, L., 1989: Intermittency of atmospheric turbulence. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 79-95.
- Marhrt, L., 1999: Stratified atmospheric boundary layers. *Boundary-Layer Meteor.*, **90**, 375-396.
- Maughan, R. A., Spanton A. M. i Williams M. L., 1982: An analysis of the frequency distribution of sodar derived mixing heights classified by atmospheric stability. *Atmos. Environ.*, **16**, 1209-1216.
- McAllister, L. G., 1968: Acousting sounding of the lower troposphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **30**, 1439-1440.
- McAllister, L. G., Pollard, J. R., Mahoney, A. R., Shaw, P. J. R., 1969: Acoustic sounding – A new approach to the study of atmospheric structure. *Proc. IEEE*, **57**, pp. 579-587.

- McBean, G. A. i McPherson, J. I., 1976: Turbulence above Lake Ontario: Velocity and scalar statistics. *Boundary-Layer Meteor.*, **10**, 181-197.
- Melas, D., 1990: Sodar estimates of surface heat flux and mixed layer depth compared with direct measurements. *Atmos. Environ.* **24A**, 2847-2854.
- Melas, D. i Kambezidis, H. D., 1994: A similarity method to derive turbulence parameters and mixed-layer depth from sodar measurements. *INT. J. Remote Sensing*, **15**, 2, 499-505.
- Mellor, G. L. i Yamada, T., 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problem. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851-875.
- Monin, A. S. i Obukhov, A. M., 1954: Basic law of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. *Trans. Geophys. Inst. Akad. Nauk USSR* **151**, 163-187.
- Neff, W. D., 1975: *Quantitative evaluation of Acoustic echoes for the Planetary Boundary Layer*. NOAA TR ERL 322-WPL 38, U.S. Dpt. of Commerce.
- Neff, W. D., 1978: Beamwidth effects of acoustic backscatter in the planetary boundary layer. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 1514-1520.
- Neff, W. D., 1994: Mesoscale air quality studies with meteorological remote sensing systems. *INT. J. Remote Sensing*, **15**, 2, 393-426.
- Neff, W. D. i Coulter, R. L., 1986: Acoustic remote sensing. *In Probing the atmospheric boundary layer*, edited by D. H. Lenschow (Massachusetts: AMS Boston), pp. 201-239.
- Nieuwstadt, F. T. M., 1981: The steady state height and resistance laws of the nocturnal boundary layer: theory compared with Cabauw observations. *Boundary-Layer Meteor.*, **20**, 1-17.
- Nieuwstadt, F. T. M. i Driedonks, A. G. M., 1979: The nocturnal boundary layer- A case study compared with model calculations. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1397-1405.
- Nieuwstadt, F. T. M. i van Dop, H., 1982-84: *Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling*. Reidel, 358 pp.
- Obukhov, A. M., 1941: On the scattering of sound in a turbulent flow. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, **30**, 611.
- Oke, T. R., 1978: *Climates on non-uniform terrain*. *Boundary-Layer Climates*. Methuen.
- Olesen, H. R., Mikkelsen, T., 1992: Proc. of the workshop "Objectives of next-generation of practical atmospheric dispersion models". Danish Centre for Atmospheric Research, Riso, Denmark.
- Panofsky, H. A. i Dutton, J. A., 1984: *Atmospheric Turbulence: Models and Methods for Engineering Applications*. John Wiley & Sons, New York.

- Panofsky, H. A., Tennekes, H., Lenschow, D. H. i Wyngaard, J. C., 1977: The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions. *Boundary-Layer Meteor.*, **11**, 355-361.
- Peters, G., Latif, M., Müller, W. J., 1984: Fluctuations of the vertical wind as measured by doppler sodar. *Meteorol. Rdsch.*, **37**, 16-19. (traducció anglesa)
- Singal, S. P. i Aggarwal, S. K., 1979: Sodar and radiosonde studies of thermal structure of the lower atmosphere at Delhi. *Ind. J. Radio Space Phys.*, **8**, 76-81.
- Singal, S. P., Aggarwal, S. K. i Pahwa, D. R., 1986: Studies of the marine boundary layer at Tarapur. *Boundary-Layer Meteor.*, **37**, 371-384.
- Singal, S. P., Aggarwall, S. K., Pahwa, D. R. i Gera, B. S., 1985: Stability studies with the help of acoustic sounding. *Atmos. Environ.* **19**, 221-228.
- Singal, S. P., Lewthwaite, E. W. D., Wratt, D. S., 1989: Estimating atmospheric stability from monostatic acoustic sounder records. *Atmos. Environ.*, **23**, 10, 2079-2084.
- Soler, M<sup>a</sup> R. i Hinojosa, J., 1993: *Llibre homenatge al Dr. Jardí*. Editors: Josep Camps i Ratera, Jaume Escoda i Cabrer i Jaume Massons i Bosch.
- Soler, M<sup>a</sup> R. i Hinojosa, J., 1997: A study of thermal and dynamical atmospheric boundary layer structures using acoustic sounding. *INT. J. Remote Sensing.*, **18**, 5, 1149-1165.
- Soler, M<sup>a</sup> R. i Hinojosa, J., 1998: Proc. 9th International symp. on acoustic remote sensing and associated techniques of the atmosphere and oceans. Viena, 2.94 - 2.97.
- Soler, M<sup>a</sup> R., Hinojosa, J. i Buenestado, P., 1996 b: Proc. 8th International symp. on acoustic remote sensing and associated techniques of the atmosphere and oceans. Moscú, 6.23 - 6.28.
- Soler, M<sup>a</sup> R., Hinojosa, J. i Cuxart, J., 1996: Atmospheric thermic structure studied by acoustic echo sounder, boundary layer model, and direct measurements. *Boundary-Layer Meteor.*, **81**, 35-47.
- Spanton A: M. i Williams M. L., 1988: A comparison of the structure of the atmospheric boundary layers in central London and a rural/suburban site using acoustic sounding. *Atmos. Environ.* **22 (2)**, 211-223.
- Stull, R. B., 1976: Mixed-layer depth model based on turbulent energetics. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1268-1278.
- Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht
- Stull, R. B. i Driedronks, A. G. M., 1987: Application of the Transilient turbulence parameterization to atmospheric boundary layer simulation. *Bound.-Layer Meteor.*, **40**, 209-239.

- Stunder, M., Sethuraman, S., Misra, P. K., i Sahota, H., 1986: Downwind non-uniform mixing in shoreline fumigation processes. *Boundary-Layer Meteor.*, **34**, 177-184.
- Tatarski, V. I., 1961: *Wave propagation in a turbulent medium*. Dover Press, New York.
- Tennekes, H., 1973: A model for the dynamics of the inversions above a convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 558-567.
- Tennekes, H. i Driedonks, A. G. M., 1981: Basic entrainment equations for the atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteor.*, **20**, 515-529.
- Therry, G. i Lacarrère, P., 1983: Improving the Eddy kinetic energy model for planetary boundary layer description. *Boundary-Layer Meteor.*, **25**, 63-88.
- Thomas, P., 1986: Stability classification by acoustic remote sensing. *Atmos. Research*, **20**, 165-172.
- Thomas, P. i Vogt, S., 1993: Variances of the vertical and horizontal wind measured by tower instruments and sodar: an intercomparison. *Applied Physics*, **357**, 19-26.
- Thomas, P., Von Holleuff, R., i Hubschmann, W. G., 1983: Doppler acoustic sounding performance tests. Proc., ISARS'83 Rome.
- Thompson, D. W., Coulter, R. L., i Warhaft, Z., 1978: Simultaneous measurements of turbulence in the lower atmosphere using sodar and aircraft. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 723-734.
- Venkatram, A. i Wyngaard, J. C., 1988: *Lectures on Air Pollution Modelling*. AMS, 390 pp.
- Walczewski, J., 1981: Some features of occurrence of inversions layers in Cracow in the first year of acoustic sounding. *Przeglad Geofiz.*, **26**, 95-104.
- Walczewski, J., 1984: Characteristics of the boundary layer of the atmosphere over Cracow on the basis of the results of acoustic sounding. Proc. Inst. Meteorology and Water Management, Warsaw, No 10.
- Walczewski, J. i Feleksy-Bielak, M., 1988: Diurnal variation of characteristic sodar echoes and the diurnal change of atmospheric stability. *Atmos. Environ.*, **22**, 1793-1800.
- Weil, J. C., 1985: Updating diffusion models. *J. Climatol. Appl. Meteor.*, **14**, 1111-1130.
- Weil, J. C. i Brower, R. P., 1983: Estimating convective boundary layer parameters for diffusion applications. Report PPSP-MP-48. Prepared by Environmental Center, Martin Marietta Corporation, for Maryland Department of Natural Resources, Annapolis, MD.
- Weill, A., Blez, M. i Leca, F., 1987: Gravity waves and horizontal mixing in the atmospheric boundary layer. *Ann. Geophys.*, **5B**, 413-420.



---

Weill, A., Klapisz, C., Strauss, B., Baudin, F., Jaupart, C., Van Grunderbeeck, P., i Goutorbe, J. P., 1980: Measuring heat flux and structure functions of temperature fluctuations with acoustic Doppler sodar. *J. Appl. Meteor.*, **19**, 199-205.

Wittich, K. P. i Roth, R., 1984: A case study of nocturnal wind and temperature profiles over the inhomogeneous terrain of northern Germany with some considerations of turbulent fluxes. *Boundary-Layer Meteor.*, **28**, 169-186.

Wyckoff, R. J., Beran, D. W. i F. F. Hall, 1973: A comparison of the low-level radiosonde and the acoustic echo sounder for monitoring atmospheric stability. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 1196-1204.

Wyngaard, J. C. i Coté, O. R., 1974: The evolution of a convective planetary boundary layer. A higher order-closure model study. *Boundary-Layer Meteor.*, **7**, 289-308.

Wyngaard, J. C., Izumi, Y. i Collins, S. A., 1971b: Behavior of the refractive-index structure parameter near the ground. *J. Opt. Soc. Amer.*, **61**, 1646-1650.

Yokoyama, O., Gamo, M. i Yamamoto, S., 1977: On the turbulence quantities in the atmospheric mixing layer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **55**, 182-192.

Young, G. S., 1988 (a i b): Turbulence structure of the convective boundary layer. Parts I i II. *J. Atmos. Sci.*, **44**.

Zilitinkevich, S. S., 1972: On the determination of the height of the Ekman boundary layer. *Boundary-Layer Meteor.*, **3**, 141-145.

