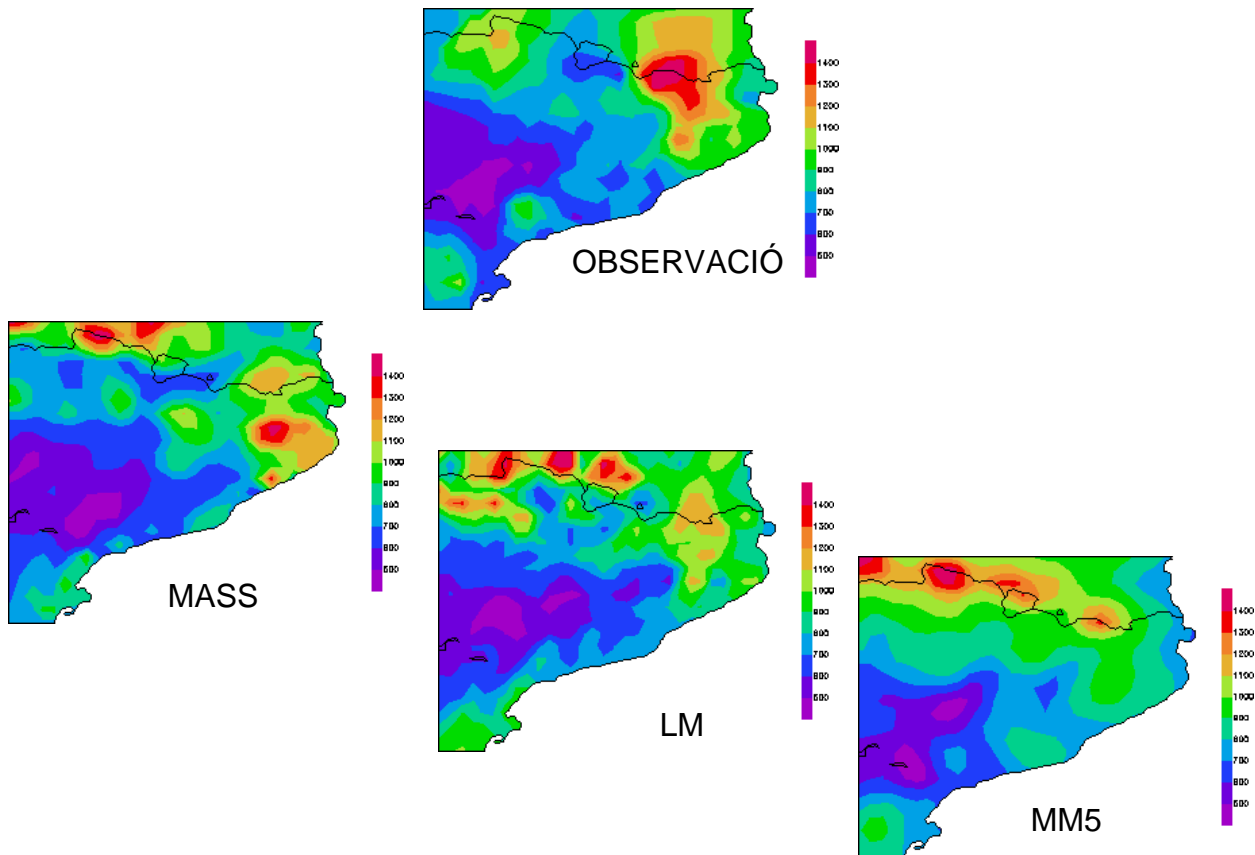




Servei Meteorològic  
de Catalunya

Notes d'Estudi del Servei Meteorològic de Catalunya - núm. 71

# **VERIFICACIÓ DELS MODELS DE MESOESCALA OPERATIUS AL SERVEI METEOROLÒGIC DE CATALUNYA**



Abdelmalik Sairouni, Jordi Moré, Jordi Toda,  
Josep R. Miró, Montse Aran i Jordi Cunillera

Àrea de Recerca Aplicada i Modelització, Servei Meteorològic de Catalunya



Generalitat de Catalunya  
Departament de Medi Ambient  
i Habitatge

BIBLIOTECA DE CATALUNYA – DADES CIP

Verificació dels models de mesoescala operatius al Servei Meteorològic de Catalunya (Notes d'Estudi 71)

I. Servei Meteorològic de Catalunya II. Col·lecció: Notes d'Estudi; 71

1. Servei Meteorològic de Catalunya\_Bibliografia 2. Notes d'Estudi

3. Meteorologia\_Catalunya\_Bibliografia

Generalitat de Catalunya  
Departament de Medi Ambient i Habitatge  
Servei Meteorològic de Catalunya

Primera edició: novembre de 2007  
Tiratge: 500  
Impressió: VALANT 2003

Autor/a del text: Abdelmalik Sairouni, Jordi Moré, Jordi Toda,  
Josep R. Miró, Montse Aran i Jordi Cunillera  
Àrea de Recerca Aplicada i Modelització  
Servei Meteorològic de Catalunya

Dipòsit legal:

## **PRESENTACIÓ**

Amb la Nota d'Estudi número 70 (editada al desembre de 2005), el Servei Meteorològic de Catalunya (SMC) va recuperar la tradició de difondre publicacions de caire tècnic i científic adreçades als professionals de la meteorologia i d'altres disciplines annexes que requereixin informació climàtica i/o meteorològica.

Si bé en aquella nota d'estudi inicial es va fer un resum de les 69 notes editades per l'antic SMC durant el període 1921-1938, i d'aquí que es continués la numeració, a la introducció de la mateixa ja s'esmentava la voluntat de convertir la col·lecció **Notes d'Estudi del Servei Meteorològic de Catalunya** en un canal de difusió dels diferents treballs i estudis de les ciències atmosfèriques que es portin a terme al país i que l'SMC consideri d'interès. I amb aquesta voluntat es presenta tot seguit la Nota d'Estudi núm. 71, que porta per títol *Verificació dels models de mesoescala operatius al Servei Meteorològic de Catalunya*.

La informació que proporcionen els models numèrics de pronòstic del temps són fonamentals en les tasques de predicció operativa, però també és fonamental avaluar la bondat d'aquests models, és a dir, el grau de fiabilitat de les prediccions que subministren. Si no es coneix el comportament d'aquests models numèrics, fent una anàlisi comparativa de la predicció amb la realitat, mai no es podrà fer un bon desenvolupament per a la millora dels resultats, atès que no se sabrà què cal millorar.

Aquesta tasca de verificació i constant millora de les sortides que proporciona un model numèric és sovint fosca i poc coneguda, però molt important a tot servei meteorològic, i l'objectiu bàsic d'aquesta publicació és donar a conèixer la metodologia seguida a l'SMC en quant a la verificació dels models numèrics que executa operativament. Malgrat que al text es farà referència a la verificació feta per al període 2003-2004, els resultats presentats han estat el pas previ i decisiu per endegar nombrosos canvis en l'esquema de funcionament operatiu d'aquests models a l'SMC, i les tasques de verificació es continuen fent per avaluar la millora introduïda amb aquests canvis. És possible, doncs, que d'aquí a un temps es pugui fer una altra publicació d'aquest tipus explicant els canvis i la millora de resultats.

Finalment, vull refermar el compromís de l'actual SMC a difondre treballs i estudis relacionats amb les ciències atmosfèriques. La Nota d'Estudi núm. 71 que ara es presenta és el primer pas, però definitiu, cap a la consolidació d'aquest compromís.

**David Rodríguez i Albert**  
**Director del Servei Meteorològic de Catalunya**



## ÍNDEX

1. Introducció .....	3
2. Descripció dels models.....	4
2.1 MM5.....	4
2.2 MASS.....	5
2.3 LM.....	6
3. Verificació de les variables convencionals .....	7
3.1 Dades i metodologia .....	7
3.1.1 Camps analitzats .....	7
3.1.2 Radiosondatges.....	8
3.1.3 Estacions a superfície.....	8
3.2 Resultats.....	9
3.2.1 Evolució temporal de l'error (sèries temporals) .....	9
3.2.2 Distribució espacial de l'error (mapes).....	16
3.2.3 Distribució vertical de l'error (radiosondatges).....	28
3.2.4 Error en les variables de superfície (estacions).....	41
3.3 Conclusions i suggeriments.....	43
4. Verificació de la precipitació .....	45
4.1 Dades i metodologia .....	46
4.2 Resultats.....	47
4.2.1 Mètodes clàssics.....	47
4.2.2 Màxims de precipitació .....	54
4.2.3 <i>Block-matching</i> .....	58
4.2.4 Recalibratge.....	62
4.3 Conclusions .....	64
5. Valoracions finals.....	67
6. Apèndixs .....	69
A. Índexs d'error .....	69
B. Taules de contingència.....	70
C. <i>Block-matching</i> .....	72
D. Recalibratge.....	74
7. Bibliografia.....	76



## 1. Introducció

Els models numèrics de predicció del temps han experimentat un gran progrés en els darrers anys gràcies, en gran mesura, a les noves tecnologies informàtiques, però la utilització d'aquests models fa necessària una contínua avaluació dels errors que hi són inherents. Aquests errors estan fortament lligats, d'una banda, a la impossibilitat de determinar amb total precisió l'estat inicial de l'atmosfera en tots els punts de l'àrea representada, atès que, per exemple, hi ha grans extensions sense dades (muntanyes, oceans, deserts). D'altra banda, cal considerar el problema de la incapacitat de les equacions utilitzades pels models de descriure tots els processos físics d'escala ben diferents que intervenen en la dinàmica atmosfèrica. La suma d'aquests factors, entre d'altres, fa que la predicció del temps amb total exactitud sigui pràcticament utòpica.

Per establir el grau de fiabilitat d'un model, cal dur a terme una bona verificació, i aquest és un component crític en la utilització i el desenvolupament d'un sistema de predicció. Mitjançant una anàlisi qualitativa de la previsió, la verificació pot jugar un paper determinant en permetre que hi hagi una interacció entre el predictor i el modelitzador per identificar la font dels errors (Mahoney *et al*, 2002). Malgrat l'interessant treball de Richard A. Anthes indicant com es pot comparar i avaluar el comportament de diferents models numèrics i què cal tenir en compte (Anthes, 1983), la majoria dels treballs publicats avaluen els models numèrics a partir de l'anàlisi de llur comportament en determinats casos d'estudi (Gyakum *et al*, 1996; Anthes i Keyser, 1979), o bé avaluen un únic model prenent com a base l'anàlisi de llargs períodes de temps (Roads i Maisel, 1991; Roads *et al*, 1991; Swanson, 1995). En aquest sentit, al Servei Meteorològic de Catalunya (SMC) s'ha cregut oportú avaluar conjuntament els models mesoescalars que s'hi executen operativament prenent un període de temps comú per a tots aquests models.

Així, l'objectiu d'aquesta publicació és donar a conèixer els mètodes de verificació dels models numèrics de mesoescala operatius a l'SMC, mètodes que ha definit l'Àrea de Recerca Aplicada i Modelització d'aquest organisme. El procés de verificació s'ha fet, d'una banda, calculant determinats índexs estadístics amb les variables meteorològiques i nivells estàndards, i, d'altra banda, aplicant noves metodologies per verificar la previsió quantitativa de la precipitació. Els models numèrics operatius a l'SMC són el MASS (*Mesoscale Atmospheric Simulation System*) i l'MM5 (*Fifth-Generation Pennsylvania State University / NCAR Mesoscale Model*), i en la verificació de la previsió quantitativa de la precipitació també s'han inclòs les sortides disponibles d'un tercer model mesoescalar, l'LM (*Lokal Modell*).

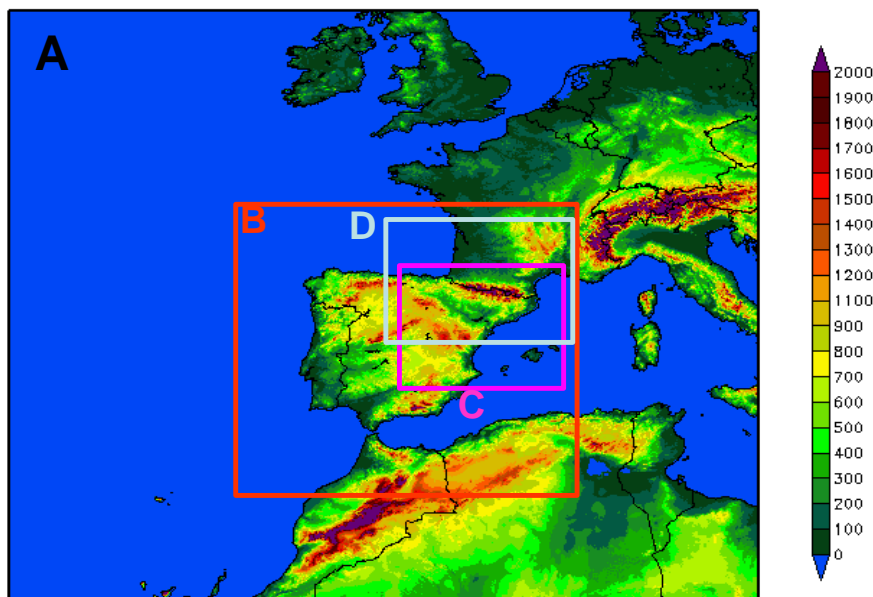
Malgrat que els resultats de la verificació dels models numèrics operatius als serveis meteorològics d'arreu del món acostumen a tractar-se internament, l'SMC ha cregut oportú explicar l'eina de verificació que ha desenvolupat i donar exemples reals de la seva aplicació. A més, s'espera que a partir d'aquesta publicació pugui haver-hi alguna resposta crítica que caldrà discutir i considerar, si s'escau, atès que l'objectiu de tot servei meteorològic ha de ser sempre donar informació amb la màxima qualitat i fiabilitat possibles.

## 2. Descripció dels models

### 2.1 MM5

L'MM5 és un model desenvolupat a l'NCAR/NCEP (*National Center for Atmospheric Research / National Center for Environmental Prediction*) de codi lliure, és a dir, que s'hi pot accedir a través d'Internet. És un model regional utilitzat com a sistema de pronòstic del temps amb equacions primitives, no hidrostàtic i amb coordenades sigma en la vertical. Se'n pot trobar una descripció més detallada en treballs elaborats per Dudhia (1993) i Grell *et al* (1994).

La versió de l'MM5 que s'analitza en aquest estudi és la 3.6, amb la qual es fan dues simulacions, que corresponen a resolucions diferents. Una primera de 66 x 66 punts que abasta gran part d'Europa i nord d'Àfrica, a una resolució de 45 km, i una segona de 55 x 55 punts que abasta el nord-est de la península Ibèrica i les Balears, a una resolució de 15 km<sup>1</sup>. L'esquema seguit es mostra a la figura 1.



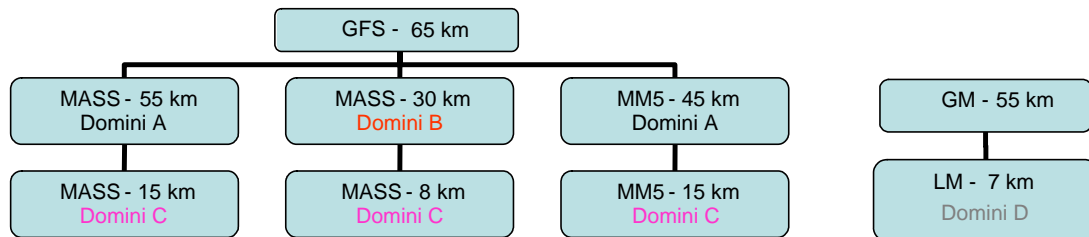
**Figura 1.** Dominis considerats, incloent l'orografia, en les diferents simulacions de cada model. El domini A s'empra al MASS a 55 km i a l'MM5 a 45 km; el domini B, al MASS a 30 km; el domini C, al MASS a 15 km i a 8 km i a l'MM5 a 15 km; el domini D, a l'LM a 7 km.

D'altra banda, i tal com mostra la figura 2, la simulació a 45 km s'inicialitza amb la sortida en format *grib* del sector europeu del model global GFS (*Global Forecast System*) i les dades d'observacions en altura i en superfície (radiosondatges, dades SYNOP, metars). La simulació a 15 km és un aniuament (*one-way nesting*) de l'anterior. Totes les simulacions es realitzen dos cops al dia, a les 00 UTC i a les 12 UTC, amb un horitzó de previsió a 48 hores en tots dos dominis. El model es resol amb 24 nivells sigma i els

<sup>1</sup> Actualment, es treballa amb unes resolucions diferents: una primera a 36 km, un aniuament d'aquesta a 12 km, i un segon aniuament a 4 km. També han variat altres configuracions del model, però aquesta publicació explica la configuració operativa fins a l'any 2006.



processos convectius es resolen utilitzant la parametrització de Grell (Grell, 1993). S'utilitza una parametrització de la radiació que inclou esquemes d'ones llargues i curtes (Dudhia, 1989) i una versió revisada de la capa límit planetària de Blackadar (Zhang i Anthes, 1982).



**Figura 2.** Esquema de l'estructura operativa d'execució dels models numèrics de pronòstic del temps definida a l'SMC, que esmenta la resolució horitzontal i el domini (figura 1) de cada simulació.

## 2.2 MASS

El model MASS és un model desenvolupat per l'empresa nord-americana *MESO Inc.*, amb la qual el Servei Meteorològic de Catalunya té un conveni d'ús del model per a la recerca, cosa que permet executar i controlar el model a les oficines de l'SMC. Es tracta d'un model d'àrea limitada amb un sistema d'equacions primitives i amb nivells sigma a la vertical. La primera versió va ser desenvolupada l'any 1980 sota el suport de la NASA, i incorporava un conjunt limitat de processos físics i de la capa límit (Kaplan *et al*, 1982). Durant els anys posteriors, el model ha experimentat millores contínues en tots els aspectes: parametrització de la convecció, de la radiació, de la microfísica de núvols, de la capa límit i dels processos de superfície (Zack *et al*, 1991; MESO Inc., 1995).

La versió del MASS utilitzada en aquest estudi és una versió hidrostàtica del model (v. 5.13), i l'operativa diària comprèn quatre simulacions (figura 2), totes amb una configuració de 21 nivells sigma: una primera de 55 x 55 punts que cobreix gran part d'Europa i el nord d'Àfrica amb una resolució de 55 km; una segona també de 55 x 55 punts de malla que cobreix el nord-est de la península Ibèrica i les Balears amb una resolució de 15 km (és un aniuament de la primera); una tercera, també de 55 x 55 punts, que cobreix la península Ibèrica i les Balears amb una resolució de 30 km, i, finalment, una quarta de 108 x 108 punts que cobreix el mateix domini que la simulació a 15 km però amb una resolució de 8 km (és un aniuament de la simulació a 30 km)<sup>2</sup>. La cobertura geogràfica de cada domini queda representada a la figura 1.

Les dades d'inicialització per a les simulacions a gran escala (55 km i 30 km) són les mateixes que per a l'MM5 a 45 km (però en format ASCII), mentre que en els aniuaments a 15 km i 8 km s'utilitzen com a dades d'inicialització i de contorn les sortides de les simulacions a 55 km i 30 km, respectivament. El procés es duu a terme dos cops al dia, a les 00 UTC i a les 12 UTC, i l'horitzó de previsió és de 36 hores per a les simulacions a 55 km, 15 km i 8 km, i de 60 hores per a la simulació a 30 km.

Les parametritzacions són les mateixes en totes les simulacions i la majoria coincideixen amb les que s'han utilitzat en l'MM5. L'única excepció apareix en la simulació

<sup>2</sup> Actualment, es treballa amb resolucions idèntiques a les de l'MM5: 36 km, 12 km i 4 km. També han variat altres configuracions del MASS, però aquesta publicació explica la configuració operativa fins a 2006.

a 55 km, atès que utilitza l'esquema de convecció de Kuo-Meso, que és una modificació de la parametrització de Kuo-Anthes (Anthes, 1977), mentre que en les altres s'aplica la parametrització de Grell (Grell, 1993).

## 2.3 LM

El model LM (*Lokal Modell*), desenvolupat al *Deutsche Wetterdienst* (DWD, que és el Servei Meteorològic d'Alemanya), és un anuament del model d'àrea global GME (*Global Modell*), el qual es basa en la formulació hidrostàtica d'equacions primitives (Majewski, 1996; Majewski *et al*, 2002). El model no s'executa a l'SMC, sinó que es reben diàriament les prediccions numèriques de determinades variables (precipitació, humitat, cobertura nuvolosa...) directament des d'Alemanya en format *grib*, prediccions que abasten l'àrea de Catalunya (figura 1).

El *Lokal Modell* és un sistema de predicció numèrica del temps no hidrostàtic, amb una resolució horitzontal de 7 km (figura 2) i amb 35 nivells a la vertical, on la formulació de les condicions laterals és de Davies (1976). Els processos de convecció estan parametritzats amb l'esquema de Tiedtke (1989) i la parametrització de la radiació segueix l'esquema *delta-two-stream* de Ritter i Geleyn (1992). Una descripció completa del model es pot consultar en el document de Doms i Schättler (1999).

### 3. Verificació de les variables convencionals

Per conèixer el grau de confiança d'un model numèric, i intentar millorar-lo, cal comparar de manera sistemàtica i objectiva els pronòstics de diferents variables que genera el model amb els valors realment observats. Hi ha diferents mètodes de càlcul i estadístics que permeten dur a terme aquesta tasca (Wilks, 1995), i en aquest primer bloc del treball se n'han aplicat alguns per verificar les variables convencionals dels models MASS i MM5, models ja descrits al capítol anterior.

#### 3.1 Dades i metodologia

El període de dades utilitzat en aquest estudi està comprès entre el mes de juny de 2003 i el mes de maig de 2004. El motiu d'aquesta tria és doble: d'una banda, la disponibilitat simultània de dades per a la inicialització dels dos models, i de l'altra la necessitat de considerar la variabilitat estacional. Les fonts de dades i els procediments de verificació utilitzats s'exposen a continuació.

##### 3.1.1 Camps analitzats

En aquest apartat, s'han utilitzat les sortides del model MASS a 55 km i les de l'MM5 a 45 km. Les dades de sortida d'ambdós models, interpolades a coordenades de pressió i amb una projecció estereogràfica polar, s'arxiven en format ASCII.

L'estudi comparatiu s'ha elaborat utilitzant la previsió a 24 hores d'ambdós models amb les seves respectives anàlisis vàlides a la mateixa hora. Les anàlisis s'han generat utilitzant el sector europeu de la sortida del model global GFS i dades observacionals en altura i superfície. Cal tenir present que les anàlisis en els dos models es generen a partir de les mateixes dades, però no han de coincidir exactament atès que es tracta de dos sistemes diferents. Els camps analitzats corresponen a diferents variables i nivells (taula 1), i l'estudi s'ha elaborat separant les simulacions de les 00 UTC i de les 12 UTC per poder detectar possibles diferències derivades de l'efecte d'inicialitzar els models amb observacions diürnes o nocturnes.

Variable	Nivells (hPa)	Índexs diaris	Índexs mensuals	Mapes mensuals
<b>p</b>	SFC	ME, RMSE, SD, S1	ME, RMSE	ME, RMSE
<b>Z</b>	850, 500, 300	ME, RMSE, SD, S1	ME, RMSE	ME, RMSE
<b>T</b>	SFC, 850, 500, 300	ME, RMSE, SD	ME, RMSE	ME, RMSE
<b>q</b>	SFC, 850, 500, 300	ME, RMSE, SD	ME, RMSE	ME, RMSE
<b>Vent</b>	SFC, 850, 500, 300	MVE	ME, RMSE	ME, RMSE

**Taula 1.** Variables (p: pressió, Z: altura geopotencial, T: temperatura, q: proporció de mescla i vent), nivells i índexs utilitzats en el procés de verificació dels camps previstos a 24 hores dels models MASS i MM5 (ME: *mean error*, MVE: *mean vectorial error*, RMSE: *root mean square error*, SD: desviació estàndard, S1: variança) (apèndix A).

D'una banda, s'ha dut a terme la comparació punt a punt dels camps previstos a 24 hores amb les anàlisis corresponents, i s'han obtingut diferents índexs representatius de l'error global diari de tots els punts de la xarxa; a partir de l'error diari, s'ha calculat el còmput mensual per poder-hi detectar possibles dependències estacionals. Aquest valor mensual és el que s'analitzarà a l'apartat de resultats.

D'altra banda, per analitzar la distribució geogràfica de l'error, s'ha calculat el valor mitjà mensual dels errors obtinguts a cada punt de la xarxa i s'han representat en mapes per facilitar la seva localització; també s'analitzaran posteriorment.

### 3.1.2 Radiosondatges

L'SMC fa diàriament dos radiosondatges (a les 00 UTC i a les 12 UTC) a Barcelona per conèixer l'evolució real de diferents variables meteorològiques segons la vertical. A partir de les dades recollides en aquests radiosondatges, s'ha avaluat l'estructura vertical de l'error comparant les dades dels radiosondatges reals de Barcelona amb els pronosticats pels models a diferents horitzons de prognosi. En aquest cas, i amb referència al model MASS, s'ha seleccionat la simulació a 30 km, ja que per la seva configuració permet estudiar l'evolució temporal de l'error fins a un major abast de previsió (60 hores).

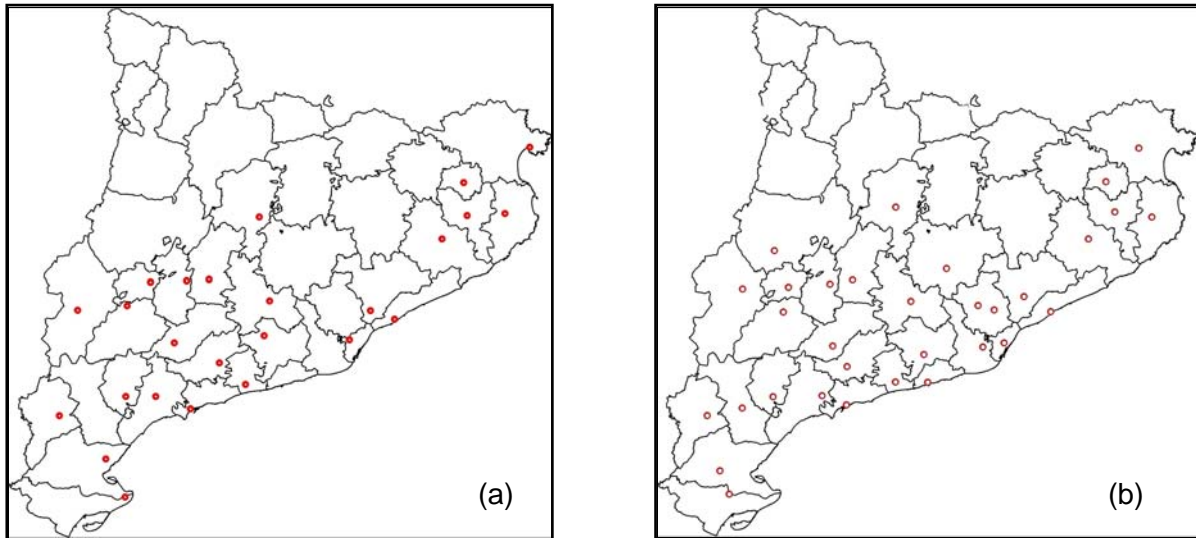
En concret, s'ha efectuat el còmput mensual i anual dels errors associats a la temperatura, la temperatura del punt de rosada i la velocitat del vent. Aquest procés s'ha realitzat a intervals de 50 hPa per als nivells compresos entre 950 i 300 hPa, i s'ha obtingut d'aquesta manera l'evolució de l'error segons la vertical. D'altra banda, la utilització de diferents horitzons de prognosi en el càlcul d'índexs ha permès obtenir també l'evolució temporal de l'error.

### 3.1.3 Estacions a superfície

Per verificar les variables previstes a superfície amb les simulacions aniuades dels models MASS i MM5 a 15 km, s'han utilitzat les dades enregistrades a la Xarxa d'Estacions Meteorològiques Automàtiques gestionada per l'SMC. Com a variable representativa de superfície, s'ha escollit la temperatura enregistrada a estacions situades a comarques diferents a fi de disposar d'una bona cobertura geogràfica.

En tot procés de verificació, la selecció dels punts a considerar en la comparació entre el valor previst i el valor observat és força delicada. Aquest estudi pretenia utilitzar les dades de 41 estacions meteorològiques automàtiques de l'SMC (una per cada comarca), però, tenint en compte les limitacions del model a l'hora de resoldre la topografia real de la zona d'estudi, i que això podia introduir un error no desitjat en el procés de verificació, s'ha decidit eliminar aquelles estacions en què la diferència entre l'altitud i la que donava el model superava els 200 metres. Aplicant aquest filtre, s'ha prescindit d'un total de 10 estacions, totes situades en àrees d'orografia accidentada, bàsicament al Pirineu i al Prepirineu, tal com mostra la figura 3(a). Definida la selecció de punts on hi ha observació, el valor previst s'ha obtingut a partir d'una interpolació de les dades proporcionades pels models en aquests punts on són les estacions (figura 3(b)).

Finalment, cal esmentar que en aquest procés de verificació a partir d'estacions a superfície s'han utilitzat diferents franges horàries per caracteritzar l'error termomètric durant tot el cicle diari. Així, s'ha calculat l'error diari i mensual de les previsions a 6, 12, 18 i 24 hores per al conjunt de totes les estacions que complien els requisits esmentats al paràgraf anterior.



**Figura 3.** Distribució espacial dels punts utilitzats en la verificació de les variables de superfície: (a) punts on es disposa d'observacions per dur a terme la corresponent verificació, eliminats els que són en zones orogràficament complicades; (b) punts on s'han interpolat les dades de la sortida dels models.

## 3.2 Resultats

### 3.2.1 Evolució temporal de l'error (sèries temporals)

L'error diari del pronòstic a 24 hores obtingut a les simulacions de les 00 UTC (S00) i de les 12 UTC (S12) mostra en els models MASS i MM5 una gran fluctuació durant el període d'estudi, cosa que dificulta l'extracció de conclusions. Amb l'objectiu de detectar bàsicament les dependències estacionals, s'han calculat els errors mensuals (*mean error* ME o MVE, i *root mean square error* RMSE) de les diferents variables sotmeses a estudi. L'ME dona una idea del grau de sobreestimació o subestimació de les variables previstes pel model (l'MVE s'utilitza per calcular l'error de les variables vectorials), mentre que l'RMSE dona una idea de la magnitud de l'error comès (apèndix A).

A continuació, s'enumeren els trets més significatius observats en aquesta anàlisi comparativa, desglossats per cada una de les variables que s'han seleccionat.

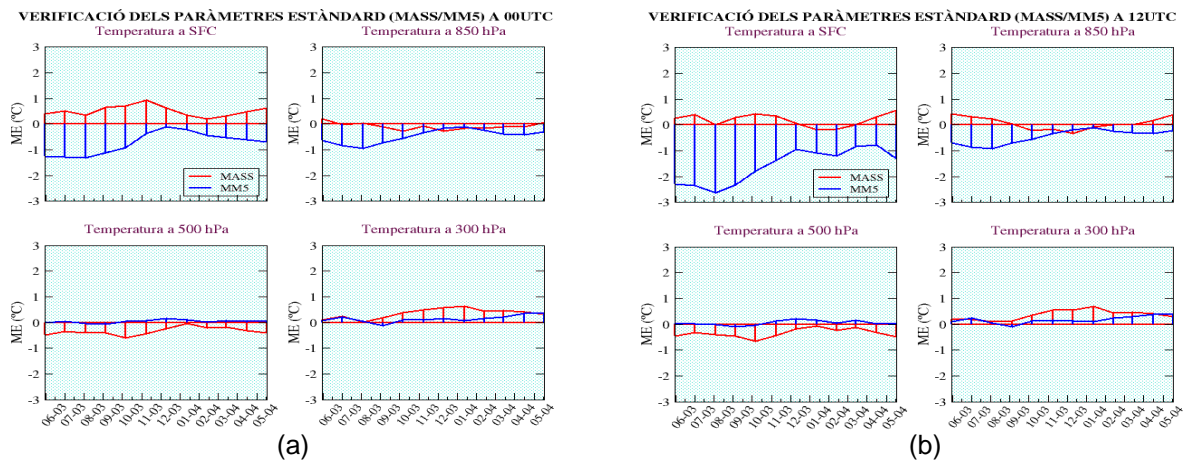
#### 3.2.1.1 Temperatura

Els valors mensuals de l'error mitjà mostren tendències diferents segons el nivell (figura 4). A superfície, els dos models presenten una resposta oposada durant tot el període d'estudi: mentre el MASS tendeix a sobreestimar la variable, l'MM5 la subestima. La desviació càlida envers l'anàlisi observada en el MASS s'accentua a la tardor (Codina *et al*, 1997) i disminueix durant la primavera. En canvi, l'MM5 presenta un biaix negatiu força accentuat, especialment als mesos d'estiu. Cal destacar que a S12 els dos models tendeixen a desplaçar la corba d'evolució de l'ME en l'eix de les ordenades respecte a S00, cosa que dona com a resultat una major subestimació pel que fa a l'MM5 i una menor

sobreestimació en el MASS. Aquest últim arriba a presentar fins i tot un lleuger biaix negatiu als mesos d'hivern.

A 850 hPa, l'MM5 subestima sempre la temperatura, mentre que el MASS solament ho fa lleugerament durant els mesos d'hivern, i fins i tot arriba a presentar un tímid biaix positiu durant el període estiuenc a S12. Un altre cop s'observa una resposta inversa en les corbes d'evolució de l'ME dels dos models: l'un presenta els màxims quan l'altre presenta els mínims. També és interessant recalcar que l'MM5, a diferència del MASS, segueix a 850 hPa un patró similar al que donava a superfície.

A 500 hPa, l'MM5 no presenta pràcticament biaix, mentre que el MASS subestima lleugerament la variable durant tot l'any. Al nivell de 300 hPa, en canvi, el MASS passa a sobreestimar, sobretot a l'hivern, encara que mai de manera pronunciada, i l'MM5 manté un biaix pràcticament nul tret de la primavera, on apareix una petita desviació càlida envers l'anàlisi. No s'observen en aquests dos últims nivells diferències significatives entre S00 i S12.

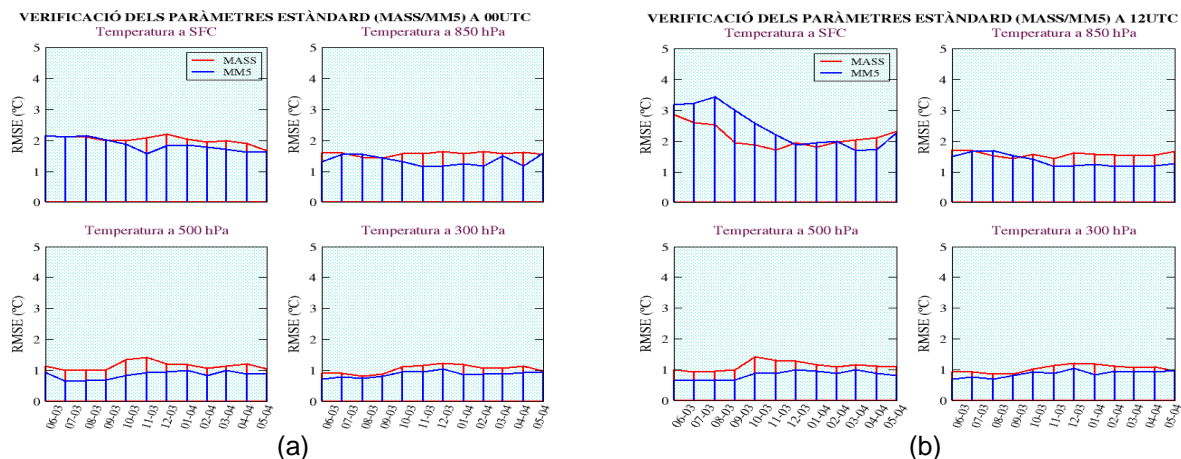


**Figura 4.** Evolució de l'error mitjà (ME, en °C) de la temperatura a superfície (SFC) i als nivells de 850, 500 i 300 hPa amb els models MASS (en vermell) i MM5 (en blau) per a: (a) S00, i (b) S12.

Amb referència a l'RMSE (figura 5), s'observa un decreixement progressiu de l'error des de superfície fins al nivell de 300 hPa. El tret més significatiu observat a superfície és l'important increment de l'error que es produeix a S12 durant el període estiuenc en ambdós models, especialment a l'MM5, que arriba a superar els 3 °C. Aquest increment de l'error coincideix, per tant, amb el període de l'any i del dia en què l'efecte de la radiació solar és més notable. Això, en canvi, no s'observa a S00, on a més tots dos models presenten valors similars de l'error (al voltant dels 2 °C). Pel que fa a la resta de l'any, és el model MASS qui cometa un error lleugerament superior (prop de 0.5 °C més), i no s'observen diferències importants entre S00 i S12.

A la resta de nivells (850, 500 i 300 hPa), no es detecten variacions segons l'hora d'inicialització de la simulació, però sí que hi ha diferències en els valors de l'error entre els dos models: el MASS els presenta lleugerament més alts. L'excepció és a 850 hPa, on durant el període d'estiu l'MM5 iguala els registres d'error que assoleix el MASS. També s'aprecia que la major diferència en l'error es dona durant la tardor a 500 hPa i l'hivern a 300 hPa.

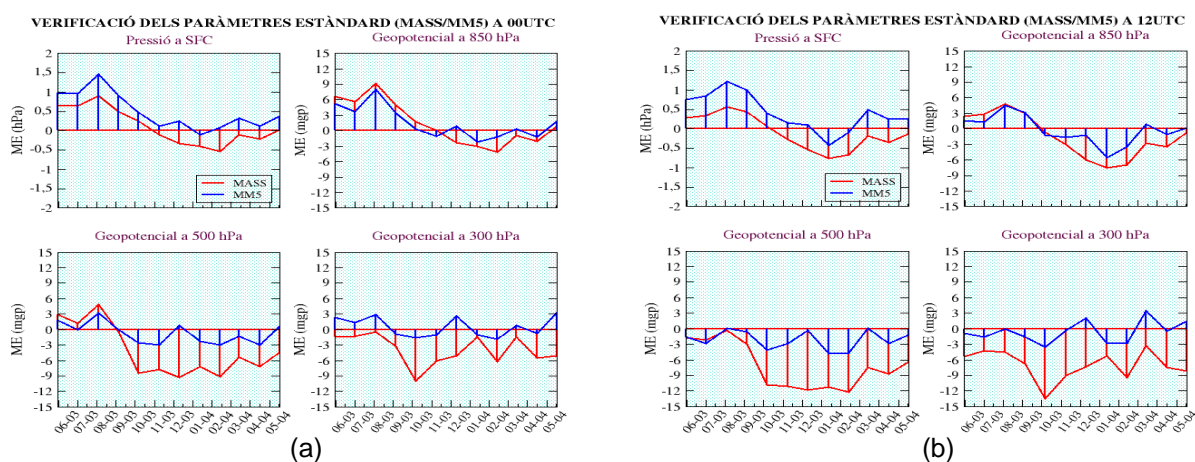




**Figura 5.** Evolució de l'error quadràtic mitjà (RMSE, en °C) de la temperatura a superfície (SFC) i als nivells de 850, 500 i 300 hPa amb els models MASS (en vermell) i MM5 (en blau) per a: (a) S00, i (b) S12.

### 3.2.1.2 Pressió en superfície

La corba d'evolució mensual de l'ME per a la pressió en superfície dels dos models (figura 6) segueix el mateix patró: presenta un màxim a l'estiu i un mínim a l'hivern. No obstant, mentre l'MM5 sobreestima la variable pràcticament tot l'any, el MASS presenta un biaix negatiu als mesos d'hivern i primavera i un de positiu a l'estiu.



**Figura 6.** Evolució de l'error mitjà (ME) de la pressió en superfície (en hPa) i del geopotencial a 850, 500 i 300 hPa (en mgp) amb els models MASS (en vermell) i MM5 (en blau) per a: (a) S00, i (b) S12.

Sense restar vàlida al que s'ha exposat anteriorment, s'aprecia en el MASS a S12 una disminució del biaix respecte al MASS a S00 en el període de sobreestimació i un augment d'aquest en el període de subestimació. Anàlogament, en el cas de l'MM5 també sembla disminuir la sobreestimació a S12, i arriba fins i tot a aparèixer clarament un període amb biaix negatiu als mesos d'hivern.

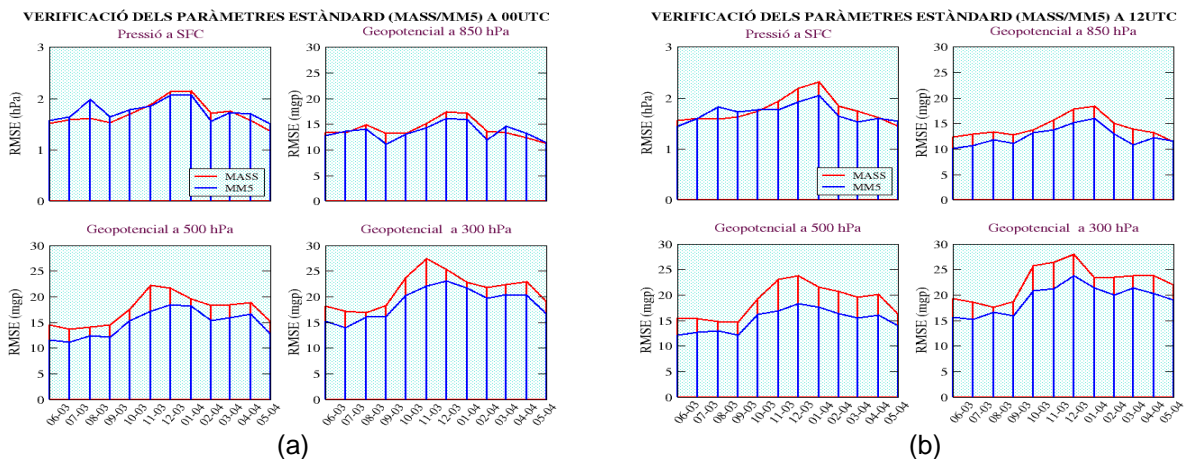
Tal com expressa la figura 7 (pàgina següent), l'evolució de l'RMSE al llarg de l'any és similar en ambdós models, els quals presenten els valors de l'error més elevats durant els mesos d'hivern (al voltant dels 2 hPa). Aquest fet apareix de manera més nítida en el

model MASS, que presenta el màxim d'error del període hivernal més accentuat (sobretot a S12). En canvi, l'MM5 arriba a errors superiors als mesos d'estiu.

### 3.2.1.3 Altura geopotencial

A 850 hPa (figura 6, pàgina anterior), s'observa com l'error mitjà mensual evoluciona al llarg de l'any de manera paral·lela en els dos models: durant l'estiu sobreestimen l'altura geopotencial, i la resta de l'any tendeixen a presentar un biaix negatiu. Aquest comportament és més extremat en el model MASS. D'altra banda, com en el cas de la pressió en superfície, el biaix en el període de sobreestimació és més accentuat a S00, i en el període de subestimació ho és més a S12.

En els nivells de 500 hPa i 300 hPa, el MASS mostra una clara subestimació, i situa aquestes superfícies a altituds inferiors pràcticament tot l'any. Aquest comportament s'atenua en el període d'estiu, i fins i tot s'inverteix puntualment en el cas de S00 a 500 hPa. D'altra banda, es detecta que la resta de l'any el biaix és superior a S12. Pel que fa a l'MM5, a 500 hPa es produeix una lleugera subestimació durant la major part de l'any, tret d'alguns mesos en què aquest biaix negatiu desapareix o fins i tot canvia de signe, tal com s'observa als mesos d'estiu a S00. A 300 hPa, el biaix presenta valors lleugerament positius i negatius alternadament al llarg de l'any sense que s'hi aprecii una dependència estacional clara.



**Figura 7.** Evolució de l'error quadràtic mitjà (RMSE) de la pressió en superfície (en hPa) i del geopotencial a 850, 500 i 300 hPa (en mPg) amb els models MASS (en vermell) i MM5 (en blau) per a: (a) S00, i (b) S12.

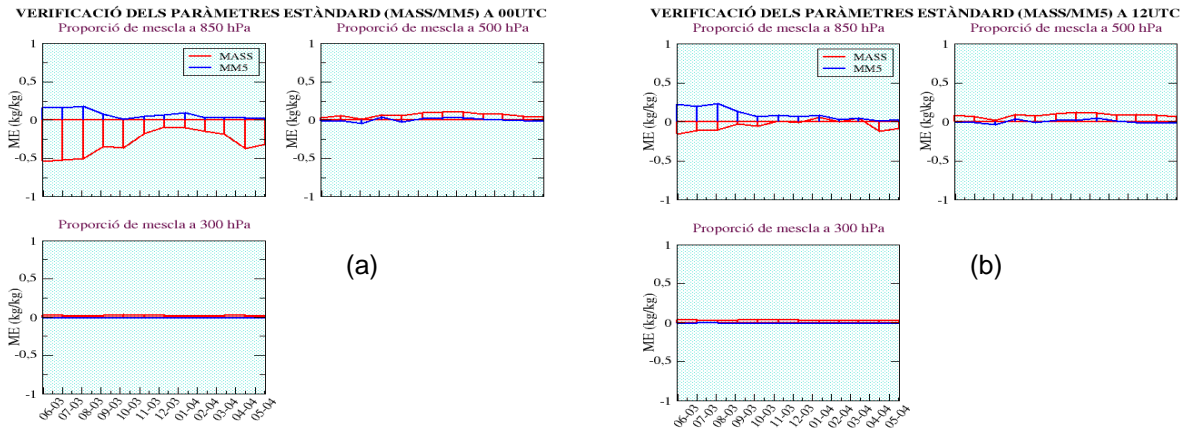
Amb referència a l'RMSE (figura 7), s'observa a 850 hPa un patró d'evolució anual pràcticament idèntic en tots dos models, amb valors lleugerament més elevats en el MASS, especialment a S12. Als nivells de 500 hPa i 300 hPa, l'evolució de l'error també és molt similar, i, com passa a 850 hPa, és durant els mesos d'hivern quan hi ha les diferències més grans entre el MASS i l'MM5. Tanmateix, a aquests nivells els valors de l'error són més elevats (diferències al voltant dels 5 mPg), i altre cop són superiors als que presenta el MASS.

### 3.2.1.4 Proporció de mescla

A la figura 8, s'observa que l'MM5, al nivell de 850 hPa, sobreestima tot l'any

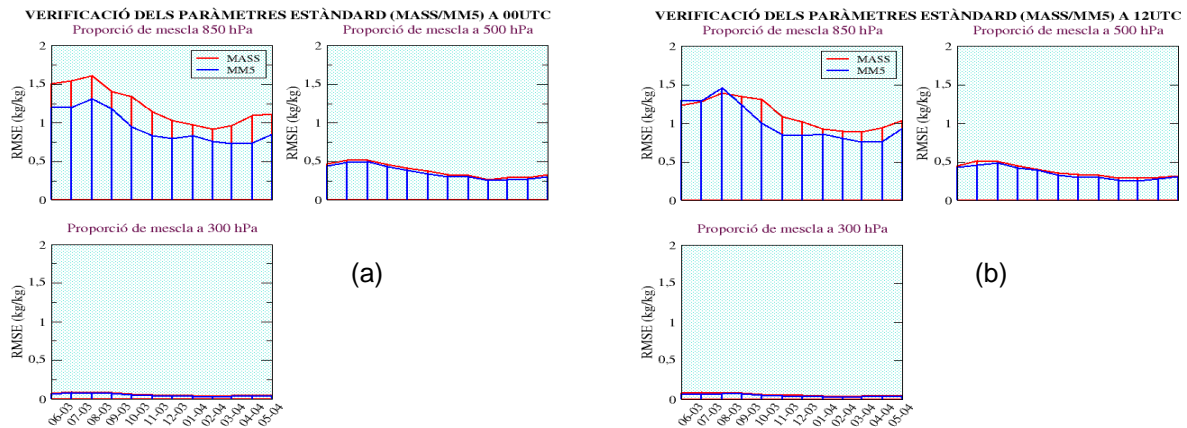


lleugerament la variable, mentre que el MASS la subestima sempre excepte en un curt període hivernal a S12. Aquesta resposta oposada s'accentua als mesos d'estiu, que és quan els dos models presenten el seu biaix màxim però de signe contrari. D'altra banda, cal remarcar que mentre l'MM5 amb prou feines mostra diferències apreciables de l'ME entre S00 i S12, el MASS a S00 presenta un considerable augment quantitatiu del biaix sec (tot i que qualitativament manté el mateix comportament).



**Figura 8.** Evolució de l'error mitjà (ME, en kg/kg) de la proporció de mescla a 850, 500 i 300 hPa amb els models MASS (en vermell) i MM5 (en blau) per a: (a) S00, i (b) S12.

A 500 i 300 hPa, l'MM5 no mostra un biaix apreciable, i el model MASS sembla sobreestimar lleugerament la proporció de mescla. A aquests dos nivells no s'observen diferències entre S00 i S12.



**Figura 9.** Evolució de l'error quadràtic mitjà (RMSE, en kg/kg) de la proporció de mescla a 850, 500 i 300 hPa amb els models MASS (en vermell) i MM5 (en blau) per a: (a) S00, i (b) S12.

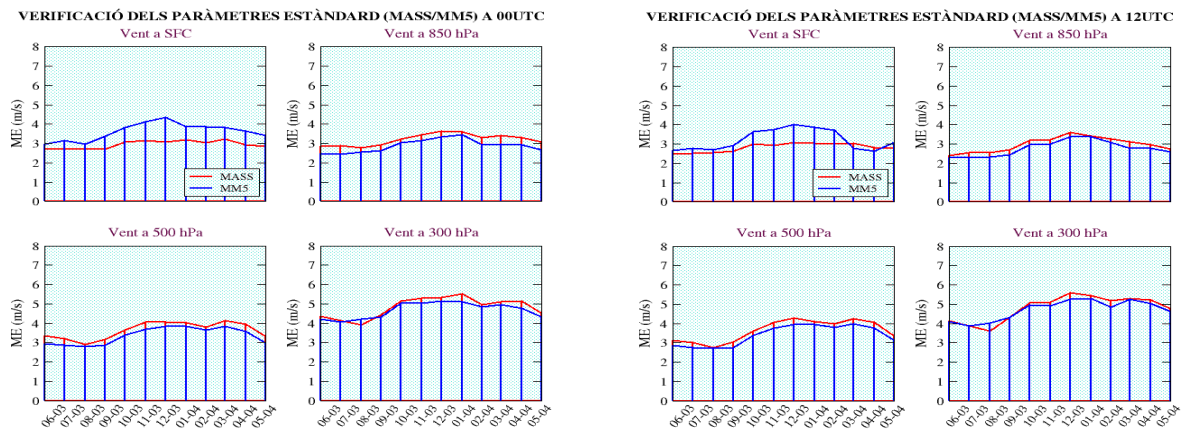
La figura 9 expressa com l'RMSE evoluciona al llarg de l'any de manera paral·lela en els dos models a tots els nivells estudiats (850 hPa, 500 hPa i 300 hPa). Aquest error és modulad estacionalment amb un màxim a l'estiu i un mínim a l'hivern. D'altra banda, també s'aprecia que el model MASS normalment presenta els valors d'error més alts. Aquest fet, juntament amb la modulació estacional, és especialment notable a 850 hPa, on la

diferència entre els dos models se situa al voltant de 0.5 kg/kg (encara que a S12 aquesta diferència és menor). En canvi, a 500 hPa i 300 hPa no s'aprecien diferències significatives entre S00 i S12, i entre els dos models solament se n'aprecien de molt petita magnitud.

Un altre fet a destacar és que, aparentment, la disminució de l'error amb l'altura pot estar condicionat per la menor concentració de vapor d'aigua existent als nivells més alts de la troposfera, especialment notòria al nivell de 300 hPa.

### 3.2.1.5 Vent

Els valors mensuals de l'error vectorial mitjà (MVE) del vent a superfície (figura 10) en el MASS presenten, a grans trets, una evolució força constant al llarg de l'any, mentre que en l'MM5 s'observa certa estacionalitat amb valors de l'error més elevats que el MASS, especialment a l'hivern, que és quan es produeix el seu màxim. En els altres nivells (850 hPa, 500 hPa i 300 hPa), l'error en els dos models evoluciona de manera molt similar al llarg de l'any, i el MASS dona ara valors més alts d'MVE. Ambdós models tendeixen a situar el màxim d'error durant el període més fred de l'any (hivern).



**Figura 10.** Evolució de l'error vectorial mitjà (MVE) de la proporció de mescla (en kg/kg) a 850, 500 i 300 hPa amb els models MASS (en vermell) i MM5 (en blau) per a: (a) S00, i (b) S12.

A cap dels nivells s'han apreciat diferències destacades entre S00 i S12. A més, a diferència de les altres variables analitzades anteriorment, l'augment de l'error amb l'altura no implica necessàriament un mal condicionament del model a nivells alts, ja que cal tenir present que l'ús d'un índex vectorial inclou conjuntament l'error en el mòdul i en la direcció, i implica que als nivells més alts, on els vents són forts, petites desviacions en la direcció deriven a errors més elevats.

Com a resum de tots els resultats mostrats en aquest apartat d'evolució temporal de l'error, i aprofitant que s'han analitzat justament un any de simulacions, s'han elaborat unes taules (taules 2 i 3) amb els valors de l'error mitjà anual i l'error quadràtic mitjà anual de les diferents variables i nivells tenint en compte els dos models considerats (MASS i MM5) i les dues simulacions: a les 00 UTT (S00) i a les 12 UTC (S12). Cal recordar que els valors positius d'ME suposen sobreestimacions de la variable pronosticada respecte a l'observació, mentre que valors negatius d'ME suposen subestimacions del pronòstic respecte a l'observació.

Camps	Nivell	ME MASS (S00)	ME MM5 (S00)	RMSE MASS (S00)	RMSE MM5 (S00)
T (°C)	SFC	+0.51	-0.73	2.01	1.86
	850 hPa	-0.08	-0.46	1.56	1.34
	500 hPa	-0.33	+0.04	1.14	0.85
	300 hPa	+0.36	+0.14	1.03	0.87
p (hPa)	SFC	+0.10	+0.49	1.71	1.75
Z (mcp)	850 hPa	+1.38	+1.49	14.02	13.51
	500 hPa	-4.18	-0.73	17.39	14.77
	300 hPa	-3.94	+0.51	21.34	18.81
V (m/s)	SFC	+2.95	+3.61	----	----
	850 hPa	+3.20	+2.87	----	----
	500 hPa	+3.63	+3.36	----	----
	300 hPa	+4.82	+4.67	----	----
q (kg/kg)	850 hPa	-0.30	+0.08	1.22	0.94
	500 hPa	+0.06	+0	0.38	0.35
	300 hPa	+0.02	-0.01	0.05	0.05

**Taula 2.** Valors mitjans anuals d'ME i RMSE de les diferents variables (T: temperatura, p: pressió, Z: altura geopotencial, V: vent, q: proporció de mescla) i nivells per a les simulacions de les 00 UTC (S00) dels models MASS i MM5.

Camps	Nivell	ME MASS (S12)	ME MM5 (S12)	RMSE MASS (S12)	RMSE MM5 (S12)
T (°C)	SFC	+0.19	-1.57	2.14	2.43
	850 hPa	-0.07	-0.45	1.57	1.35
	500 hPa	-0.34	+0.06	1.12	0.82
	300 hPa	+0.36	+0.18	1.03	0.86
P (hPa)	SFC	-0.09	+0.41	1.76	1.70
Z (mcp)	850 hPa	-1.50	-0.22	14.24	12.46
	500 hPa	-7.23	-2.13	18.72	15.09
	300 hPa	-7.02	-0.59	22.55	19.28
V (m/s)	SFC	+2.81	+3.21	----	----
	850 hPa	+2.97	+2.77	----	----
	500 hPa	+3.63	+3.40	----	----
	300 hPa	+4.80	+4.71	----	----
Q (kg/kg)	850 hPa	-0.04	+0.10	1.12	1.10
	500 hPa	+0.09	+0	0.38	0.35
	300 hPa	+0.03	-0.01	0.06	0.05

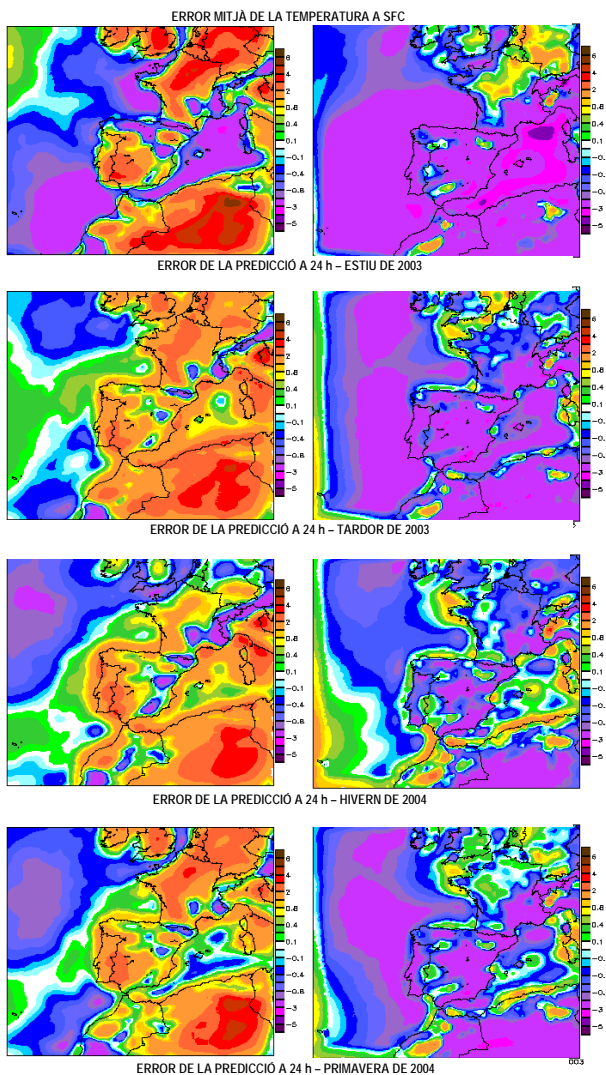
**Taula 3.** Valors mitjans anuals d'ME i RMSE de les diferents variables (T: temperatura, p: pressió, Z: altura geopotencial, V: vent, q: proporció de mescla) i nivells per a les simulacions de les 12 UTC (S12) dels models MASS i MM5.

### 3.2.2 Distribució espacial de l'error (mapes)

Mitjançant els mapes de distribució espacial de l'error, es poden detectar sectors en què els models presenten més problemes o errors sistemàtics per a cada variable seleccionada. Tot seguit, es presenten aquests mapes per a cada variable i per a cada estació de l'any, seguint sempre el mateix ordre: estiu, tardor, hivern i primavera. A més, també es manté el criteri de colors a les escales de cada variable, i, quan es mostra l'error mitjà, les zones que apareixen acolorides vermelles, grogues i verdes corresponen a àrees on hi ha sobreestimació, i les que apareixen blaves i morades són àrees on hi ha subestimació; quan es mostra l'error quadràtic mitjà, les zones acolorides vermelles i grogues tenen un valor superior a les zones acolorides verdes i en blanc.

#### 3.2.2.1 Temperatura

La distribució espacial de l'ME de la temperatura presenta variacions estacionals al llarg de l'any als diferents nivells analitzats, però sobretot als nivells més baixos.



**Figura 11.** Distribució espacial de l'error mitjà (ME) de la temperatura a superfície per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.

En superfície (figura 11), els resultats mostren com el model MASS (esquerra) presenta un biaix fred durant tot l'any a les àrees de muntanya (el model pronostica temperatures més fredes que les realment observades), i una sobreestimació de la temperatura a les planes i a les terres baixes continentals, sobretot durant l'estiu. A gran part de la zona de l'oceà Atlàntic s'aprecia un biaix negatiu (fred), però a l'àrea de la Mediterrània hi ha canvis de comportament, amb un període de subestimació (especialment a l'estiu) i un altre de sobreestimació (tardor i hivern). Aquesta diferent resposta entre terra i mar, i entre planes i muntanyes, sembla no apreciar-se tan clarament en l'MM5 (dreta). En aquest model, s'observa una tendència a subestimar la temperatura a la major part del domini, especialment a la Mediterrània durant l'estiu (amb valors d'ME més petits que  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Destaca l'aparició de petites franges amb biaix positiu a algunes conques i vessants de serralades importants, i també durant l'hivern a molts sectors de la franja costanera.

Al nivell de 850 hPa (figura 12), a l'àrea dels Alps i a la de l'Atlas es recupera el comportament que ja s'ha descrit en superfície,

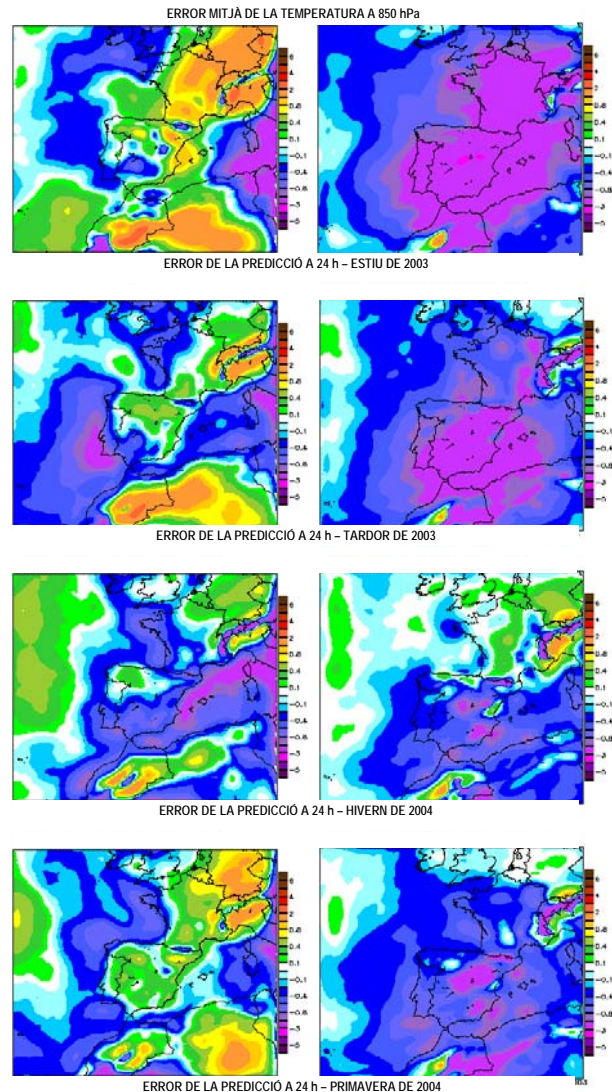


amb valors subestimats en ambdós models. Cal tenir present que en aquestes àrees l'altura que correspon als 850 hPa (uns 1.500 m) és per sota de la primera coordenada vertical del model (les coordenades sigma segueixen la topografia resolta pel model, i les àrees grans de l'Atlas i dels Alps amb altura superior als 2.000 metres queden per sobre del nivell de 850 hPa). Per tant, molts dels valors de temperatura en aquests píxels es calculen a partir d'una extrapolació. Ara bé, comparant les zones no corresponents a alta muntanya, durant l'estiu l'MM5 presenta un clar biaix fred (valors d'ME entre -1 i -3 °C a una gran àrea del sud-oest d'Europa), mentre que el MASS mostra un patró semblant al que presentava a superfície però força més atenuat. Durant l'hivern, en canvi, els dos models es comporten de manera similar, amb una àrea de subestimació a la meitat sud i a l'est de la península Ibèrica i a la Mediterrània occidental que es difumina i desapareix a latituds més altes, on apareixen zones de sobreestimació.

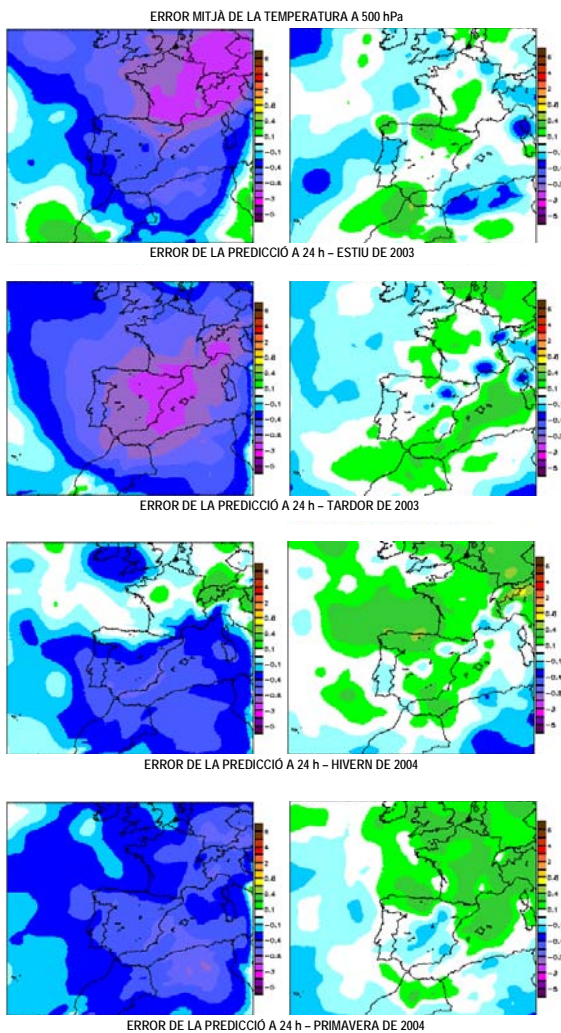
Als 500 hPa (figura 13), el MASS tendeix a donar durant gran part de l'any temperatures més fredes de les que realment hi ha (amb valors d'ME més petits que -3 °C a l'est de la península Ibèrica durant la tardor), excepte en el període d'hivern, quan al sector nord del domini desapareix aquest biaix. En canvi, l'MM5 no mostra àrees amb un biaix remarcable en cap època de l'any.

Observant els mapes de distribució espacial de l'ME al nivell de 300 hPa (figura 14), el MASS tendeix a presentar un lleuger biaix positiu a la majoria de zones del domini analitzat, sobreestimació que s'accentua a l'hivern, especialment a les àrees de l'Atlas i dels Alps (valors d'ME entre 1 i 2 °C). A l'estiu, però, aquest biaix desapareix i s'acosta més als resultats que s'obtenen amb l'MM5, el qual, si bé durant la primavera insinua una molt lleugera sobreestimació, durant la resta de l'any presenta un biaix pràcticament imperceptible.

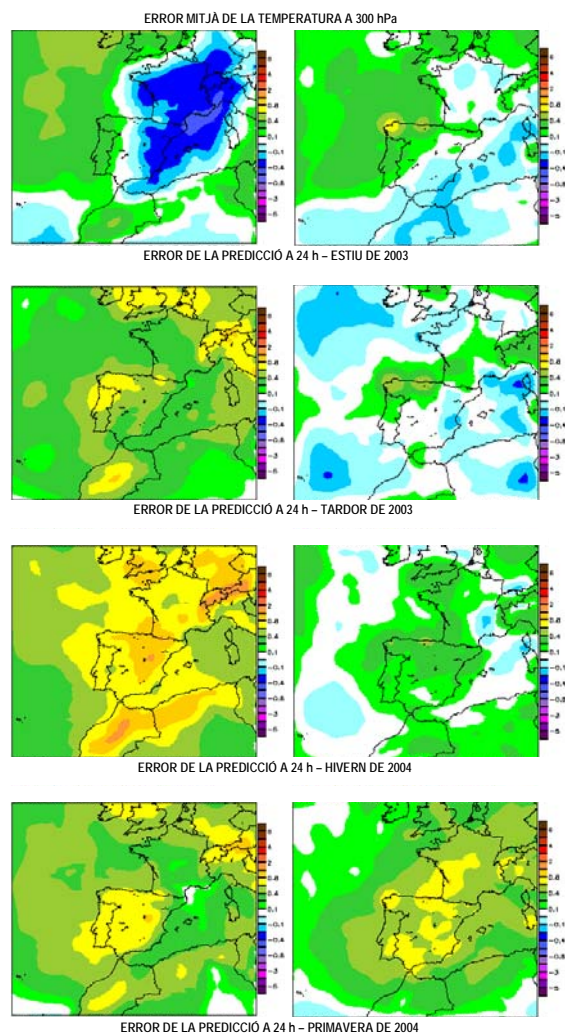
Amb referència a l'RMSE de la temperatura a superfície (figura 15), s'observa que durant tot l'any el model MASS presenta els valors més elevats a sectors de les àrees continentals i de la Mediterrània. S'aprecia un màxim permanent molt pronunciat a Argèlia que arriba a superar els 5 °C d'error. A l'estiu apareix també un màxim secundari (al voltant de 4 °C) als països més septentrionals, que desapareix a l'hivern; en aquest període, però,



**Figura 12.** Distribució espacial de l'error mitjà (ME) de la temperatura a 850 hPa per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.



**Figura 13.** Distribució espacial de l'error mitjà (ME) de la temperatura a 500 hPa per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.



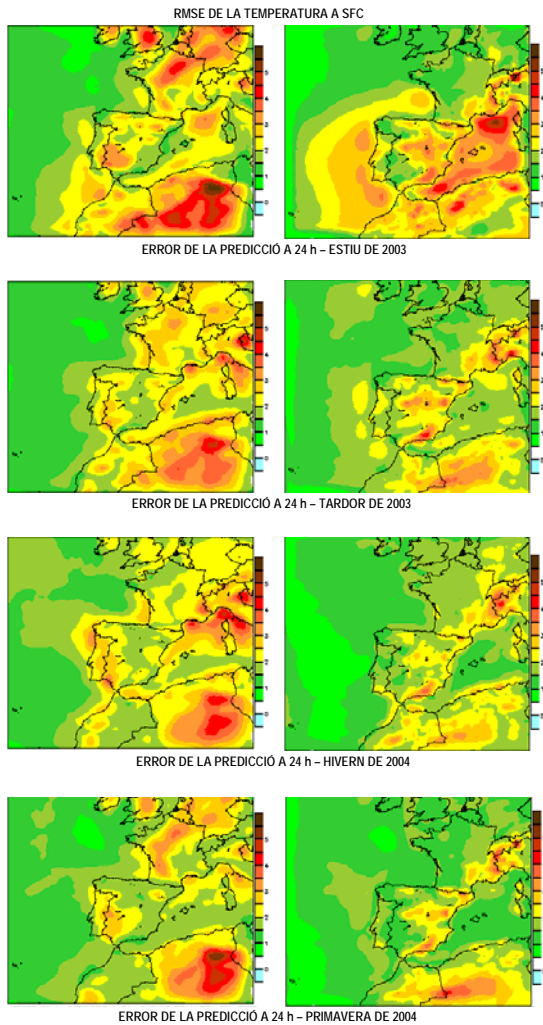
**Figura 14.** Distribució espacial de l'error mitjà (ME) de la temperatura a 300 hPa per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.

apareix un màxim al nord de la Mediterrània, a la zona del golf de Lleó i del golf de Gènova. L'MM5 presenta els valors més elevats d'RMSE a zones del nord-oest de la Mediterrània, si bé durant l'estiu aquestes àrees d'error superior a 3 °C s'eixamplen fins a la façana atlàntica de la península Ibèrica. Cal destacar l'RMSE obtingut durant l'estiu entre el golf de Lleó i el golf de Gènova, amb valors superiors a 4 °C (el MASS donava un màxim a la mateixa zona, aproximadament, però durant l'hivern).

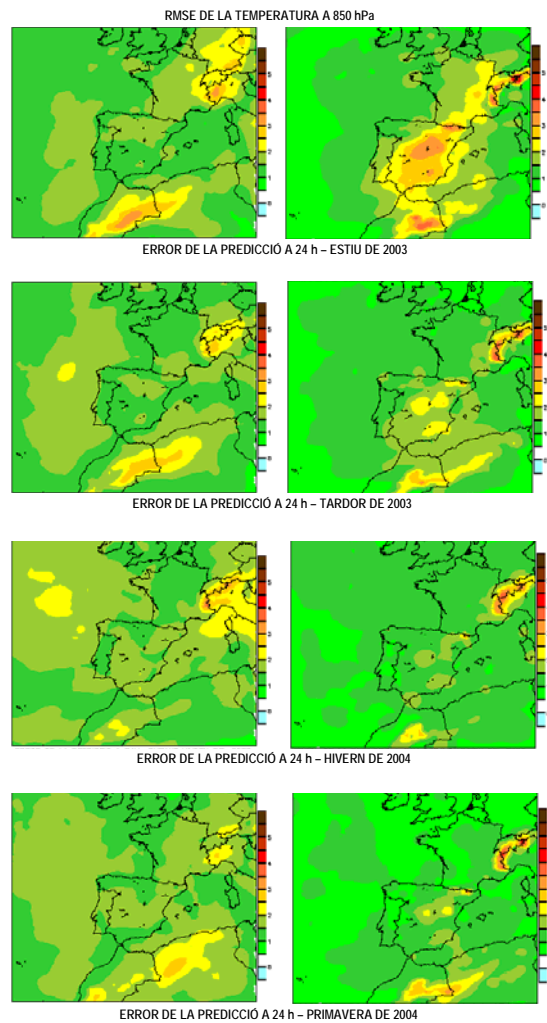
Tal com s'aprecia a la figura 16, al nivell de 850 hPa l'error disminueix en tots dos models i els màxims es concentren a les àrees de l'Atlas i dels Alps (més de 3 °C). Durant els mesos d'estiu, l'MM5 presenta un màxim addicional a la península Ibèrica, mentre que a l'hivern ambdós models tendeixen a afeblir els màxims de l'RMSE.

A 500 hPa i 300 hPa, cap dels dos models presenta màxims d'error tan remarcables com als nivells més baixos, ni variacions estacionals considerables. No es mostren els mapes d'RMSE d'aquests dos nivells atès que no proporcionen gaire informació addicional. Només cal esmentar que el MASS dona valors d'RMSE inferiors a 2 °C a tot el domini al





**Figura 15.** Distribució espacial de l'error quadràtic mitjà (RMSE) de la temperatura a superfície per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.

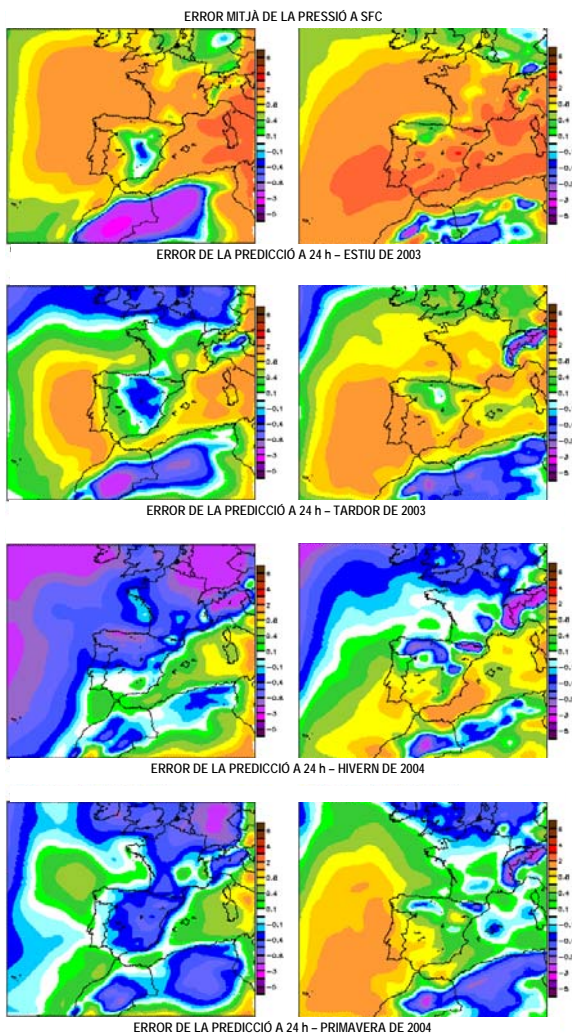


**Figura 16.** Distribució espacial de l'error quadràtic mitjà (RMSE) de la temperatura a 850 hPa per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.

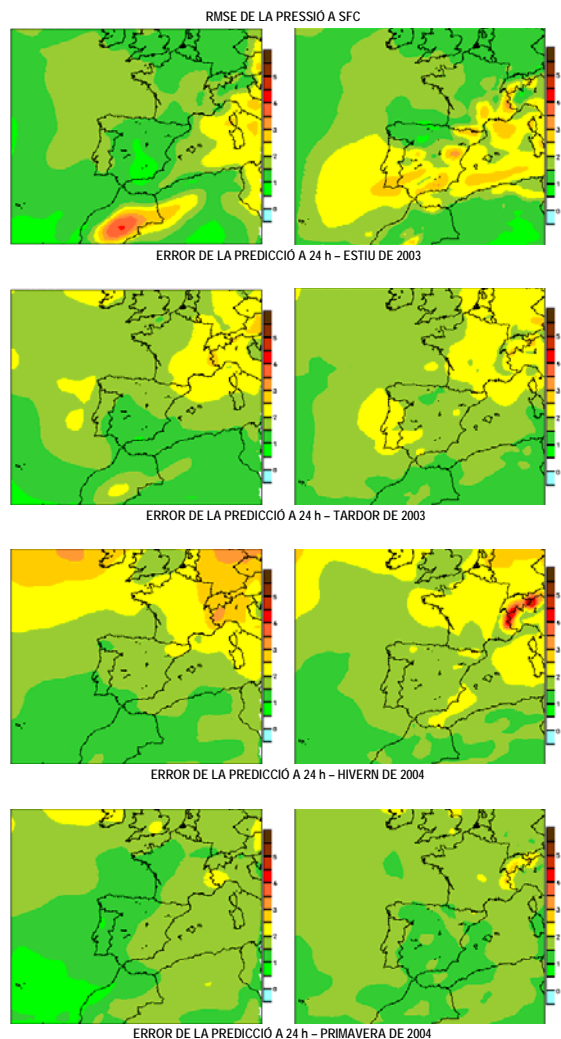
nivell de 500 hPa, i encara és menor l'RMSE al nivell de 300 hPa, mentre que el model MM5 proporciona valors d'RMSE a 500 hPa i a 300 hPa inferiors a 1.5 °C a pràcticament tot el domini.

### 3.2.2.2 Pressió en superfície

Analitzant l'ME de la pressió en superfície (figura 17), s'observa com a l'estiu tots dos models sobreestimen la variable a bona part del domini: el MASS sobretot a la Mediterrània, i l'MM5, a més d'aquesta àrea, al sud de l'Atlàntic i a la península Ibèrica (amb valors superiors a 2 hPa en ambdós models). D'altra banda, la baixa tèrmica que durant aquesta època de l'any acostuma a formar-se al nord d'Àfrica es veu notablement aprofundida en el model MASS (amb errors de -2 hPa o superiors), el qual ja mostrava un biaix càlid important en aquest mateix sector. A l'hivern, aquest biaix desapareix. A l'MM5, aquest fenomen no es produeix d'una manera tan clara, si bé s'arriba a insinuar a l'àrea de



**Figura 17.** Distribució espacial de l'error mitjà (ME) de la pressió a superfície per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.



**Figura 18.** Distribució espacial de l'error quadràtic mitjà (RMSE) de la pressió a superfície per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.

l'Atlas. Un altre fet remarcable és que a mesura que s'avança cap a l'estació freda de l'any van desapareixent progressivament de nord a sud les àrees de sobreestimació en ambdós models. Al MASS, aquest efecte s'acaba traduint en un aprofundiment de les àrees de baixes pressions atlàntiques, amb la conseqüent aparició d'un biaix negatiu en aquest sector i als països nòrdics. A l'MM5, aquest mateix efecte és menys pronunciat, i acaba restringint les àrees de sobreestimació que apareixien a l'estiu a punts de l'Atlàntic sud i de la Mediterrània, alhora que apareixen franges amb biaix negatiu als principals sistemes muntanyosos.

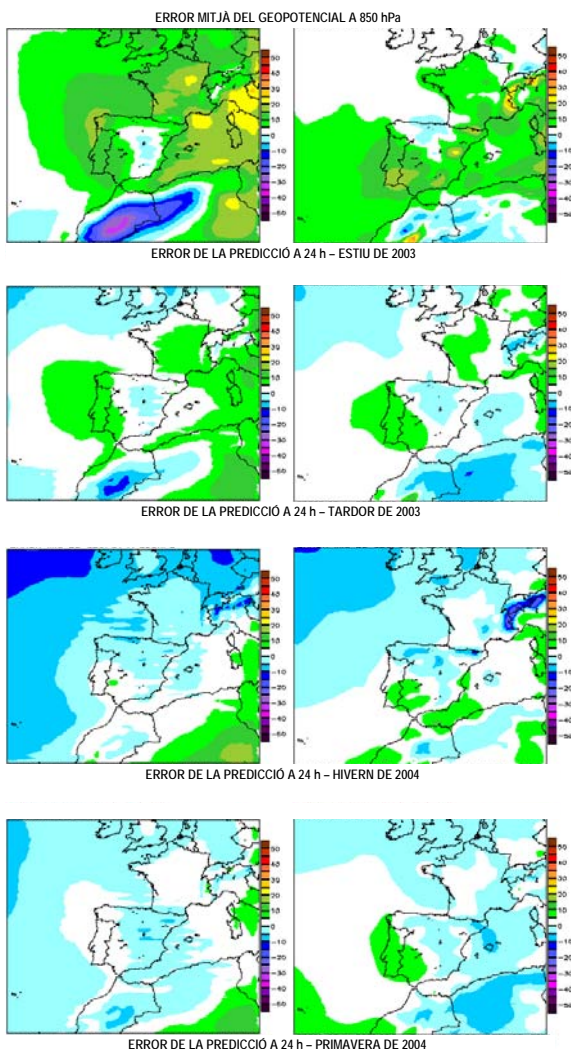
Amb referència a l'RMSE (figura 18), s'observa com a l'hivern ambdós models presenten errors elevats a zones situades al nord. Aquest efecte és més pronunciat en el model MASS, que dona extenses àrees on se superen els 3 hPa d'error, mentre que a l'MM5 destaca un important màxim d'error (més de 4 hPa) restringit a l'àrea dels Alps, que minva al llarg de l'any fins a gairebé desaparèixer a l'estiu. De fet, s'observa en els dos models una tendència a minvar l'error a les latituds més altes a mesura que s'acosta l'estació càlida de l'any, però, contràriament, apareixen àrees d'error que superen els 2 hPa



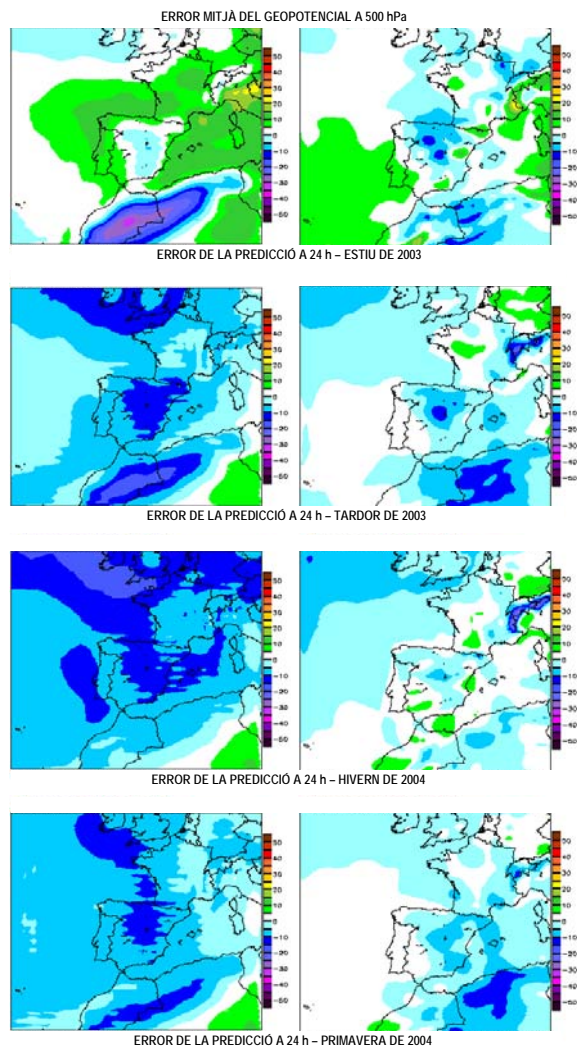
a la conca mediterrània. A l'MM5 apareixen àrees amb un error similar a l'Atlàntic sud i a la península Ibèrica, mentre que al MASS apareixen valors màxims d'error (més de 3 hPa) al sector de l'Atlas.

### 3.2.2.3 Altura geopotencial

L'error mitjà de l'altura geopotencial al nivell de 850 hPa (figura 19) mostra com el model MASS tendeix a sobreestimar la variable a l'estiu, especialment al sector d'Itàlia (amb valors superiors a 20 mgp), però la subestima apreciablement a l'àrea de l'Atlas (valors d'error mitjà ME superiors a -30 mgp). A l'MM5, en canvi, la sobreestimació és menor, i només presenta un biaix positiu remarcable als principals sistemes muntanyosos. Durant la resta de l'any, tots dos models coincideixen en el fet de no presentar desviacions significatives entre els pronòstics i les anàlisis de l'altura geopotencial (amb valors entre -10 i +10 mgp a gran part del domini mostrat). Només s'insinua una lleugera tendència a subestimar la variable durant l'hivern a latituds altes en el MASS i als Alps en l'MM5.



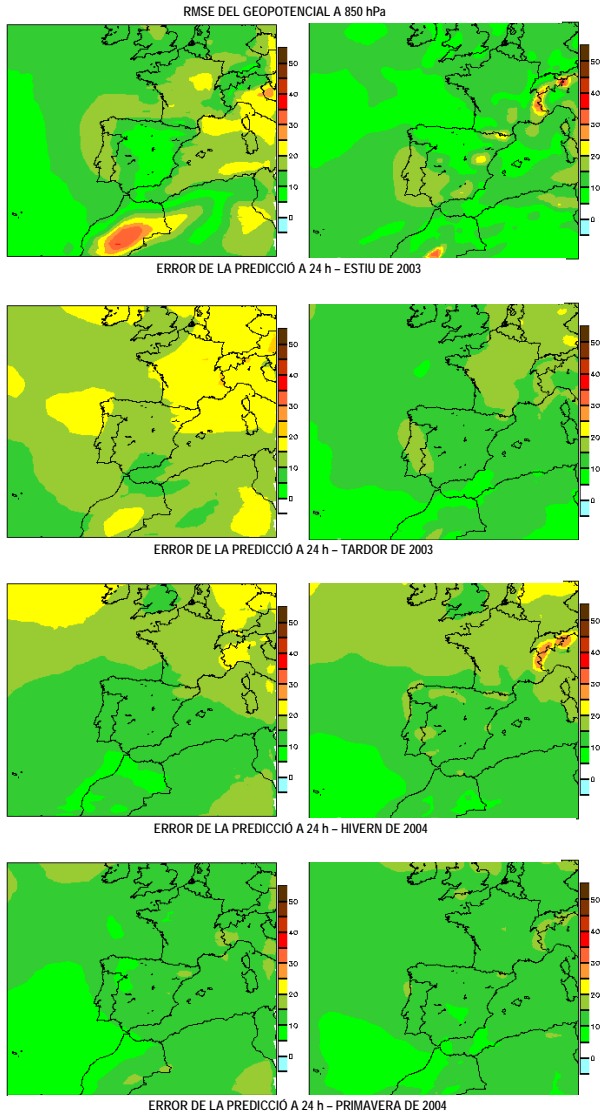
**Figura 19.** Distribució espacial de l'error mitjà (ME) del geopotencial a 850 hPa per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.



**Figura 20.** Distribució espacial de l'error mitjà (ME) del geopotencial a 500 hPa per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.

Al nivell de 500 hPa (figura 20), s'aprecia un comportament semblant al que s'acaba de descriure en el nivell anterior, però amb algunes petites diferències. Durant el període càlid de l'any, el MASS continua mostrant un biaix negatiu a l'àrea de l'Atlas (amb valors superiors a -20 mgp), i durant la resta de l'any tendeix a subestimar lleugerament la

variable, tot i que el biaix és poc remarcable. L'MM5 no presenta tanta sobreestimació a l'estiu als principals sistemes muntanyosos com al nivell anterior, però manté, o accentua molt lleugerament, el biaix negatiu als Alps a l'hivern, i també hi apareix una zona amb subestimació al sector d'Argèlia a la primavera. Al nivell de 300 hPa, ambdós models presenten un comportament molt similar al descrit per a 500 hPa, i ja no es mostra la distribució espacial de l'error mitjà en aquest nivell.

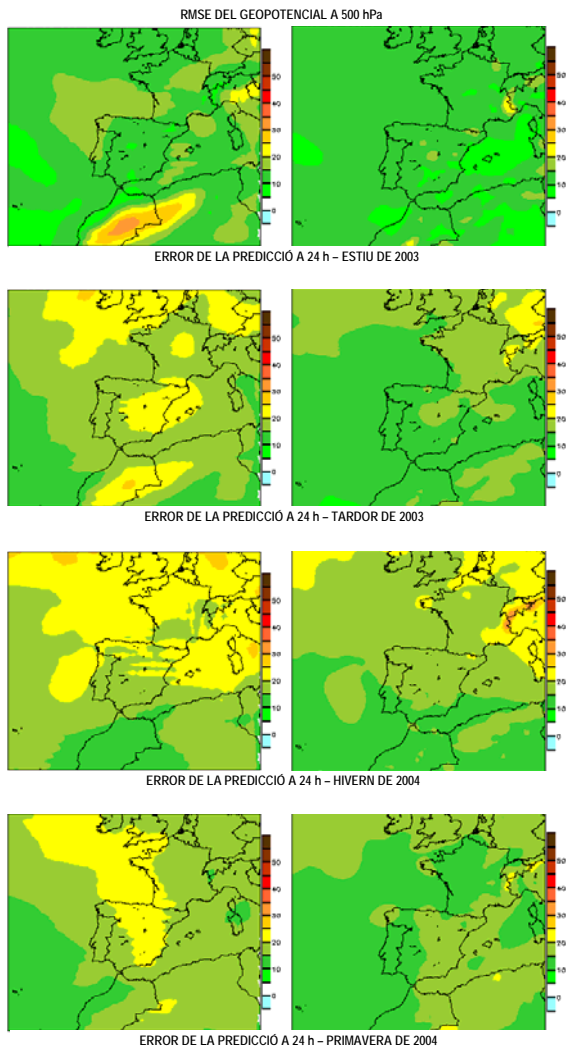


**Figura 21.** Distribució espacial de l'error quadràtic mitjà (RMSE) del geopotencial a 850 hPa per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.

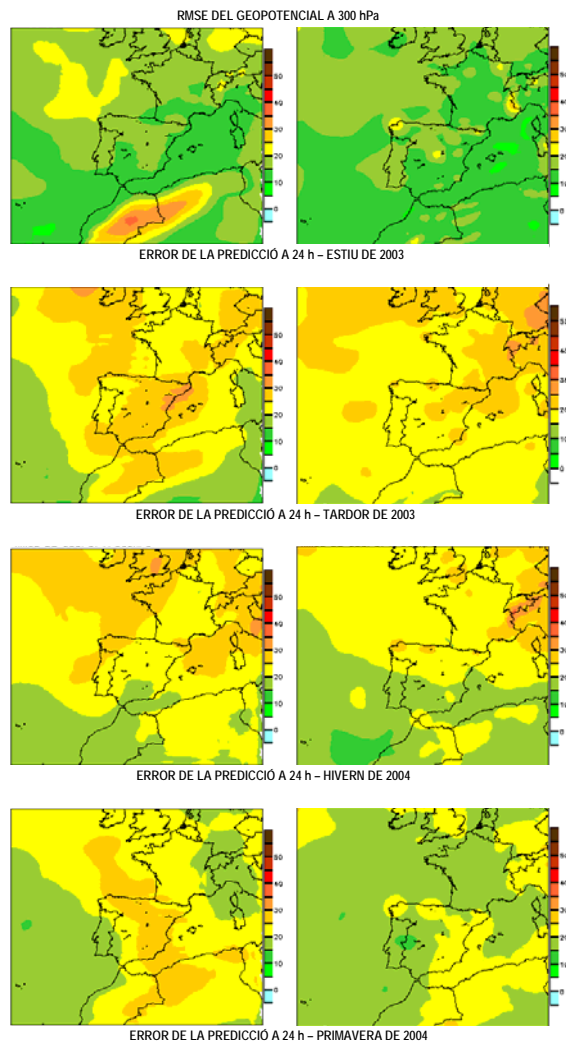
Pel que fa a l'RMSE al nivell de 850 hPa (figura 21), s'aprecia en tots dos models un augment de l'error en l'altura geopotencial a les latituds més altes durant els mesos de tardor i d'hivern, tot i que el MASS presenta zones més grans amb uns valors superiors a 20 mgp. En aquest model, els valors de l'RMSE són baixos, en general, durant la primavera i l'estiu, però en el període estival apareixen màxims relatius al voltant d'Itàlia, i, sobretot, a l'Atlas (màxim d'RMSE superior a 30 mgp). A l'MM5 destaquen, durant l'estiu, els màxims d'RMSE localitzats als principals sistemes orogràfics del domini (errors més grans que 25 mgp), els quals no apareixen tan marcats ni a la tardor ni a la primavera; a l'hivern tornen a aparèixer, però només als Alps.

Observant les figures 22 i 23 (corresponents a la distribució espacial dels valors de l'RMSE del geopotencial a 500 hPa i a 300 hPa, respectivament, al llarg de l'any i per als dos models analitzats), no s'aprecien, en general, màxims d'RMSE tan grans com al nivell de 850 hPa, però augmenta l'extensió de les zones amb un error superior a 20 mgp (especialment a 300 hPa). Com a diferències més apreciables, en ambdós models es detecta un increment progressiu dels valors de l'error a mesura que augmenta l'altitud del nivell considerat, sense que es perdi un cert gradient latitudinal que ja s'observa a 850 hPa. D'altra banda, els màxims d'error associats als sistemes muntanyosos que s'observaven a l'MM5 a 850 hPa es mantenen en aquests nivells més alts, però molt menys destacats (ja s'ha comentat que augmenten les zones amb error més gran sense augmentar el valor de

l'error màxim, i això implica que aquests màxims quedin més desdibuixats), mentre que al model MASS es continua detectant en algunes èpoques de l'any el biaix positiu de l'Atlas.



**Figura 22.** Distribució espacial de l'error quadràtic mitjà (RMSE) del geopotencial a 500 hPa per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.



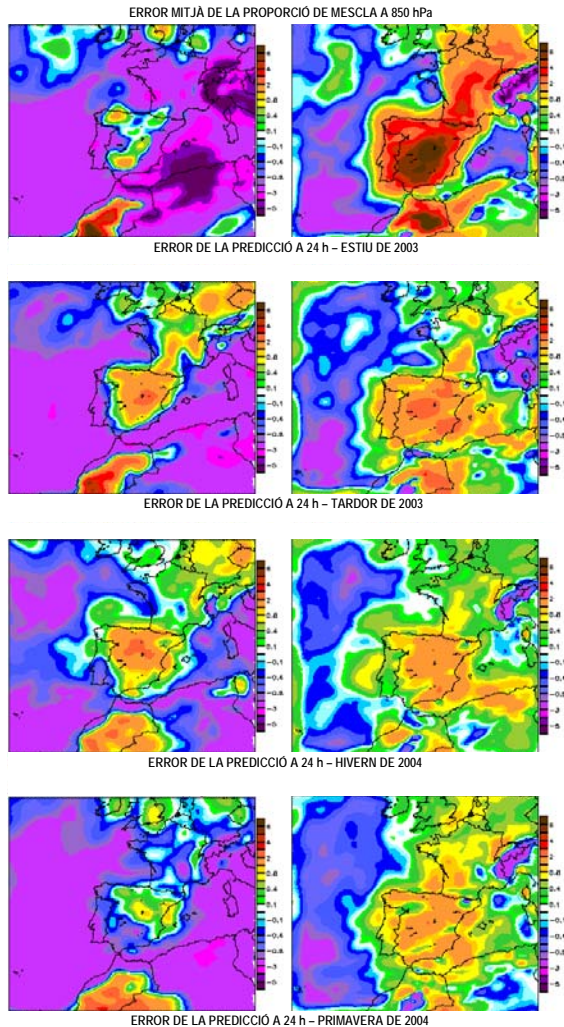
**Figura 23.** Distribució espacial de l'error quadràtic mitjà (RMSE) del geopotencial a 300 hPa per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.

### 3.2.2.4 Proporció de mescla

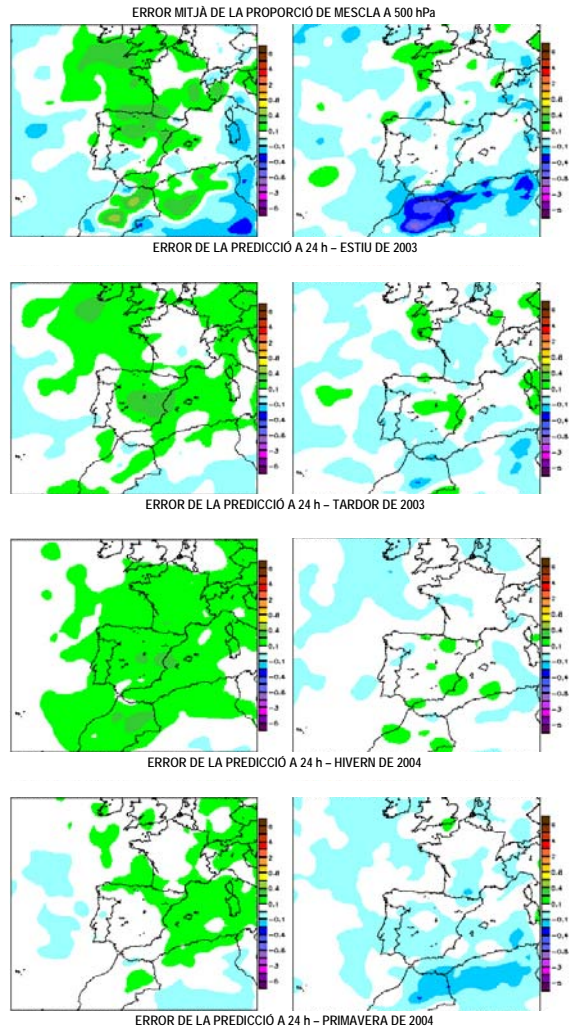
Els mapes de l'error mitjà de la proporció de mescla a 850 hPa per al model MM5 (figura 24, dreta) mostren una clara diferència durant l'estiu entre les àrees marítimes (subestimació de la variable) i les àrees continentals (sobreestimació de la proporció de mescla), especialment a la península Ibèrica i al nord d'Àfrica (errors superiors a 4 kg/kg). Aquest biaix de signe oposat entre mar i terra tendeix a afeblir-se durant la resta de l'any, especialment al voltant de la península Ibèrica durant l'hivern. Cal esmentar també que l'MM5 proporciona una àrea de subestimació durant tot l'any tant a la serralada de l'Atlas com a la dels Alps. Respecte al model MASS (figura 24, esquerra), la tendència general a gran part del domini és una subestimació de la variable, especialment a l'estiu (quan



apareixen valors inferiors a  $-5 \text{ kg/kg}$  al voltant del golf de Gènova i al nord d'Àfrica). Damunt del mar apareix un biaix negatiu pràcticament tot l'any, mentre que a moltes zones continentals hi ha un canvi de signe al llarg de l'any, i passen de valors negatius durant l'estiu a valors positius durant l'hivern (tot i que no gaire alts, tret del centre de la península Ibèrica). Destaca un biaix positiu molt pronunciat durant els mesos d'estiu a l'àrea del Marroc, que es manté pràcticament tot l'any, tot i que menys pronunciat.



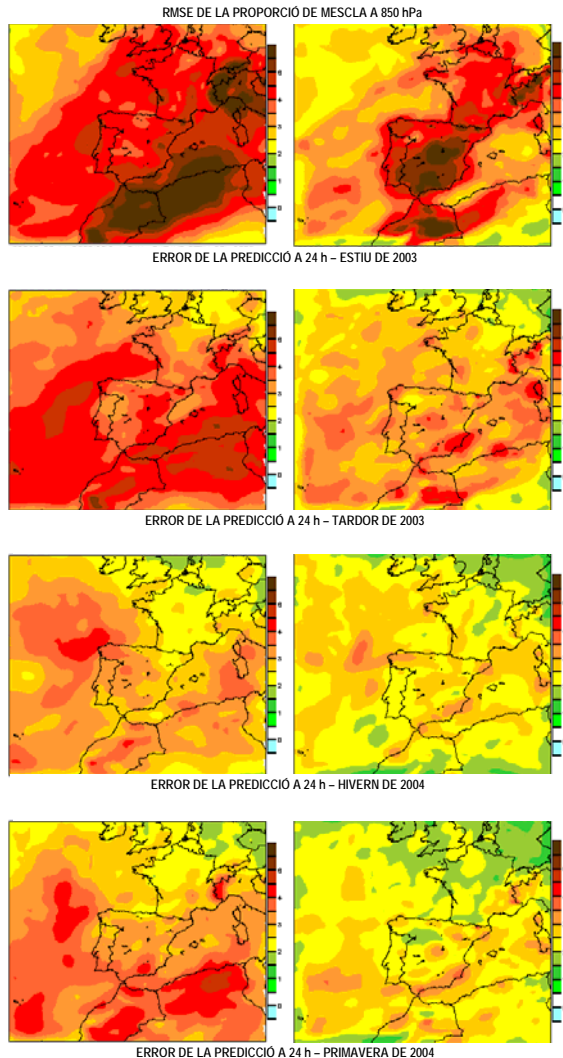
**Figura 24.** Distribució espacial de l'error mitjà (ME) de la proporció de mescla a 850 hPa per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.



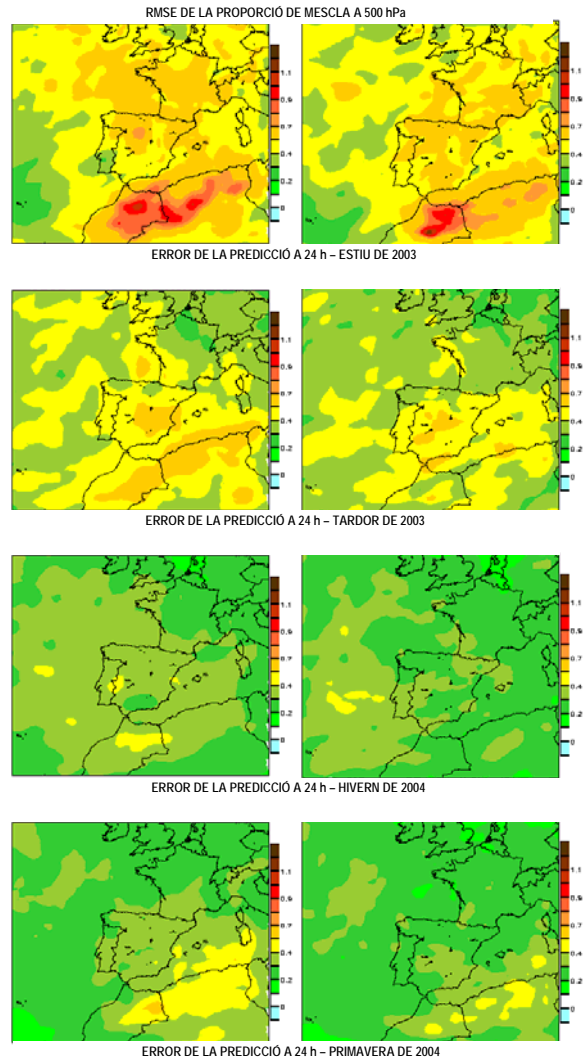
**Figura 25** Distribució espacial de l'error mitjà (ME) de la proporció de mescla a 500 hPa per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.

L'error mitjà de la proporció de mescla a nivells més alts disminueix molt. Així, al nivell de 500 hPa (figura 25), l'MM5 presenta un biaix d'entre  $-0.2$  i  $+0.2 \text{ kg/kg}$  durant pràcticament tot l'any, i només destaca una àrea de subestimació al nord d'Àfrica durant l'estiu. El MASS, en canvi, mostra una lleugera tendència a la sobreestimació, més general a l'hivern, i amb petites àrees d'error més elevat a l'estiu (superior a  $0.4 \text{ kg/kg}$  a la zona de l'Atlas). No es mostren els mapes a 300 hPa, però s'hi observa un error pràcticament nul a tot el domini i durant tot l'any per al model MASS, mentre que l'MM5 proporciona una molt petita subestimació general també a tot el domini i durant tot l'any.

Els mapes de la dreta de la figura 26 palesen com, a 850 hPa, l'MM5 concentra l'error quadràtic mitjà (RMSE) més elevat damunt de l'àrea continental, amb màxims a l'estiu que arriben a superar els 6 kg/kg a la península Ibèrica, l'Atlas i els Alps. En aquestes dues serralades, el MASS (figura 26, esquerra) presenta màxims de valors



**Figura 26.** Distribució espacial de l'error quadràtic mitjà (RMSE) de la proporció de mescla a 850 hPa per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.



**Figura 27.** Distribució espacial de l'error quadràtic mitjà (RMSE) de la proporció de mescla a 500 hPa per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.

similars també durant l'estiu, però són força més destacables quant a l'extensió (tot i que disminueix l'error al centre i sud de la península Ibèrica respecte a l'MM5). L'error tendeix a disminuir en ambdós models durant la resta de l'any, sobretot a l'hivern i a la primavera a les latituds més altes, però es manté la tendència d'errors més alts al MASS que a l'MM5.

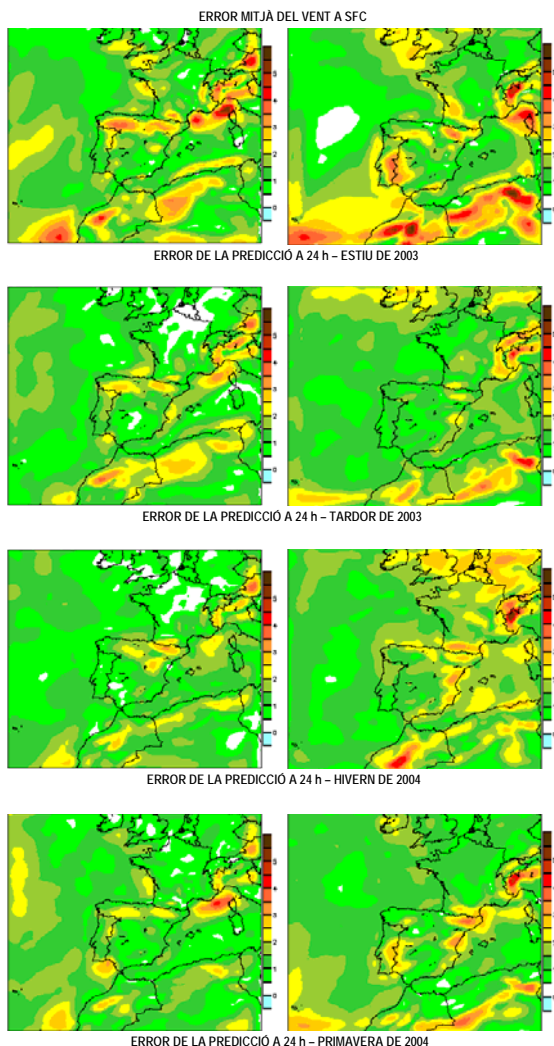
La mateixa dependència estacional (errors màxims a l'estiu, i mínims a l'hivern i la primavera) s'aprecia al nivell de 500 hPa (figura 27), però amb valors sensiblement inferiors (hi ha un canvi d'escala respecte a la figura 26). Així, els màxims estivals del nord d'Àfrica que apareixen en ambdós models són lleugerament superiors a 1 kg/kg. Durant l'hivern, pràcticament a tot el domini s'obté un valor d'RMSE inferior a 0.5 kg/kg. Com ja s'ha



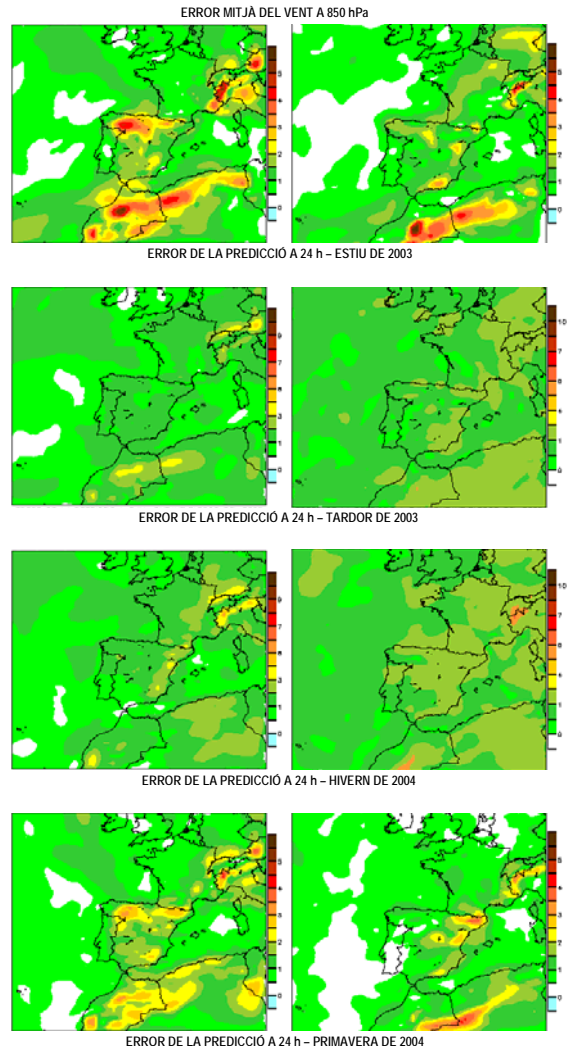
expressat en parlar de l'error mitjà, el nivell de 300 hPa proporciona uns valors d'RMSE pràcticament nuls a tot el domini i durant tot l'any, i per aquest motiu ja no es mostren els mapes corresponents a aquest nivell més alt.

### 3.2.2.5 Vent

L'error vectorial mitjà (MVE) del vent a superfície (figura 28) presenta una distribució canviant al llarg de l'any, amb una preferència a situar els màxims d'error en àrees muntanyoses i també en alguns sectors de la façana costanera. En general, però, l'MM5 proporciona valors d'MVE superiors al MASS. Així, als mapes de l'MM5 apareixen zones amb errors superiors a 4 m/s durant gairebé tot l'any (especialment a l'estiu i a l'hivern), mentre que als mapes del MASS només n'apareixen clarament a l'estiu. Encara que els dos models coincideixen força a l'hora de situar els màxims d'error en àrees d'orografia complexa (els Alps, l'Atlas i el Pirineu, entre d'altres), presenten a la vegada algunes diferències apreciables. Al model MASS, per exemple, destaca l'aparició d'un màxim



**Figura 28.** Distribució espacial de l'error vectorial mitjà (MVE) del vent a superfície per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.

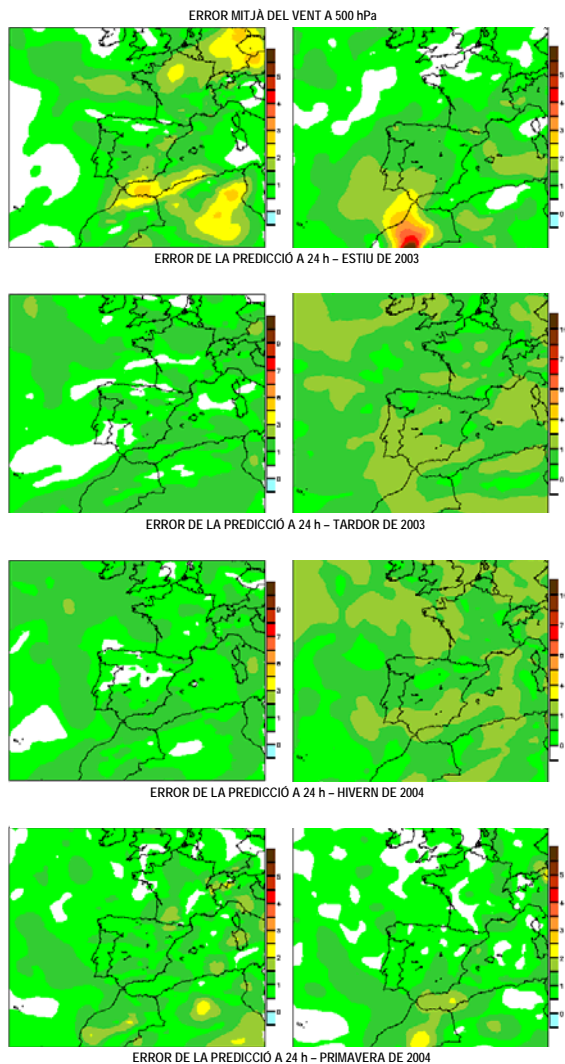


**Figura 29.** Distribució espacial de l'error vectorial mitjà (MVE) del vent a 850 hPa per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.

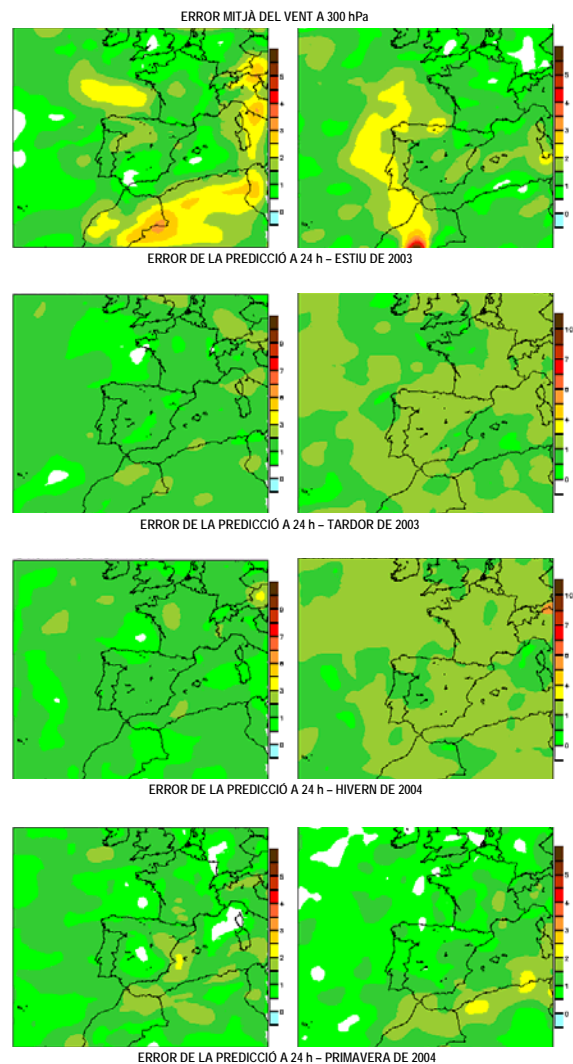
especialment pronunciat durant els mesos càlids de l'any (superior a 5 m/s a l'estiu) al golf de Gènova i al golf de Lleó, màxims que no apareixen tan clarament a l'MM5. En canvi, en aquest model MM5 destaca l'increment de l'error que dona durant el període hivernal al nord-oest del domini considerat i a l'est de la península Ibèrica.

A 850 hPa (figura 29), s'observa, en general, una disminució de l'error respecte als valors en superfície, tot i que a les principals àrees de muntanya els valors es mantenen o fins i tot s'intensifiquen a l'estiu, i arriben a superar els 5 m/s. Precisament és durant aquest període de l'any quan ambdós models presenten errors pel que fa al vent més elevats, amb màxims del mateix ordre, però no sempre geogràficament coincidents (només cal observar les diferències entre ambdós models a la península Ibèrica). Finalment, només cal destacar que al MASS apareix un increment de l'error a l'est de la península Ibèrica a l'hivern, i a l'MM5 desapareix el de latituds altes que s'observava a superfície.

Als nivells de 500 hPa (figura 30) i 300 hPa (figura 31), la posició geogràfica dels màxims d'error aparentment no depèn tant de l'orografia, i tampoc no s'observen valors



**Figura 30.** Distribució espacial de l'error vectorial mitjà (MVE) del vent a 500 hPa per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.



**Figura 31.** Distribució espacial de l'error vectorial mitjà (MVE) del vent a 300 hPa per als models MASS (esquerra) i MM5 (dreta) durant estiu, tardor, hivern i primavera.

d'error tan elevats. L'única excepció és a l'àrea de l'Atlas en el model MM5, que presenta una zona on es dispara considerablement l'error, però que atesa la seva posició, ja al límit del domini, podria ésser un problema en les condicions de frontera. Tret d'això, només cal esmentar que en tots dos nivells es presenten errors més elevats durant el període d'estiu, encara que difícilment són superiors a 3 m/s. Ara bé, a 300 hPa s'arriba a superar aquest nivell d'error a una petita zona entre Àustria i Itàlia, encara que aquest fet es produeix només durant els mesos d'hivern.

### 3.2.3 Distribució vertical de l'error (radiosondatges)

En els apartats anteriors, s'ha comprovat que algunes variables presenten un comportament diferent de l'error segons l'altitud (o el nivell de pressió considerat). Aquesta dependència quedarà més explícita en aquest apartat, car s'analitza l'evolució de l'error en tota la vertical per als dos models. A diferència d'abans, però, els resultats aquí obtinguts són vàlids només a la vertical d'un punt (Barcelona, on l'SMC obté el radiosondatge diàriament a les 00 i a les 12 TU), de manera que no han de ser necessàriament representatius de tot el domini.

S'han obtingut uns gràfics d'evolució segons la vertical (perfils verticals) dels diferents índexs d'error per a cada variable comparant el radiosondatge observat (00 i 12 TU) amb el radiosondatge obtingut amb l'anàlisi (+00 h) i amb dos horitzons de prognosi (+12 h i +24 h) a partir de les dues simulacions (S00 i S12) dels models MASS i MM5. El resultat és un conjunt de perfils verticals que serveixen per estudiar el comportament dels models amb les anàlisis (S00+00 h i S12+00 h) i amb els dos pronòstics (S00+12 h, S12+12 h, S00+24 h i S12+24 h). A més, aquests perfils dels índexs d'error s'han obtingut anualment i per a les quatre estacions de l'any, per esbrinar si hi ha algun condicionament estacional en la distribució vertical de l'error.

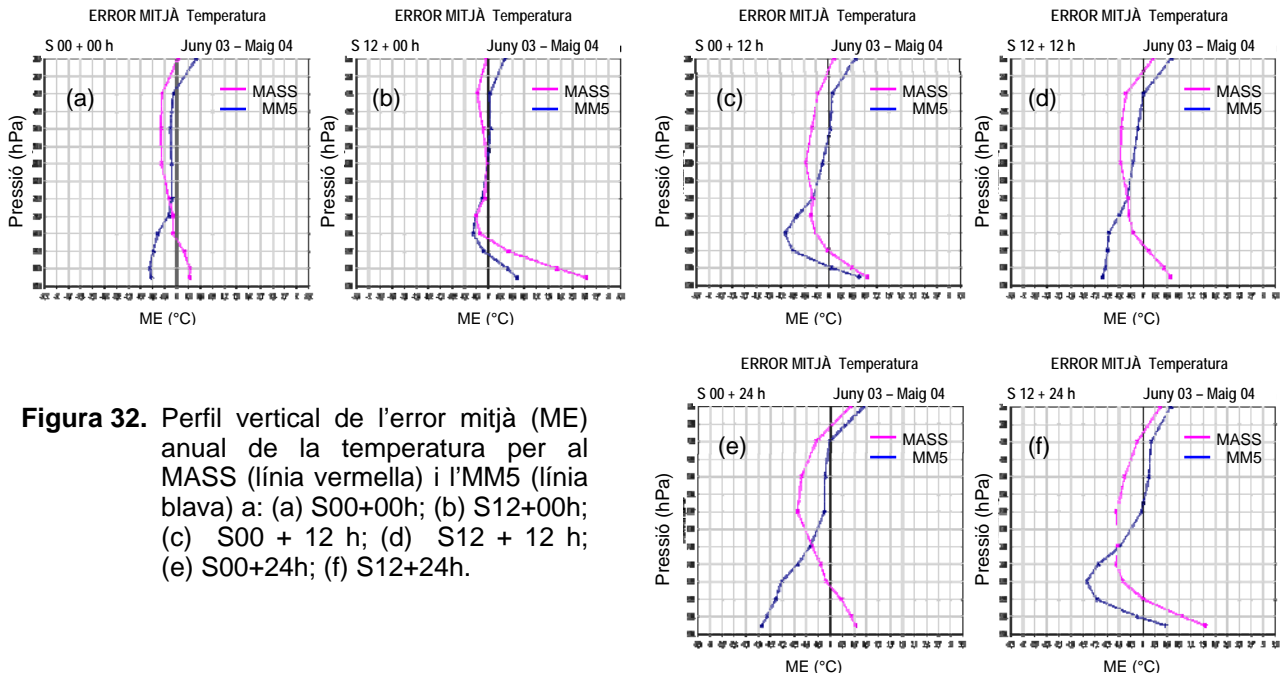
A més de comparar el perfil vertical de l'error entre els dos models, i com a conseqüència d'haver fet simulacions fins a 60 hores amb el MASS, s'ha pogut fer un altre interessant estudi amb aquest model. Es tracta d'analitzar amb més detall l'evolució de l'error amb la vertical i segons l'horitzó de prognosi considerat, i d'estudiar l'efecte de l'augment de l'abast temporal del pronòstic en el valor d'aquest error.

El resultat d'aquest estudi paral·lel és un gràfic amb els perfils verticals de l'índex d'error considerat vàlid per a l'anàlisi (+00 h) i per a cada pronòstic (+12 h, +24 h, +36 h, +48 h i +60 h) amb les simulacions S00 i S12 del MASS. Els diferents índexs d'error s'han obtingut comparant el radiosondatge previst pel model amb el radiosondatge observat corresponent, evidentment, a la mateixa hora.

#### 3.2.3.1 Temperatura

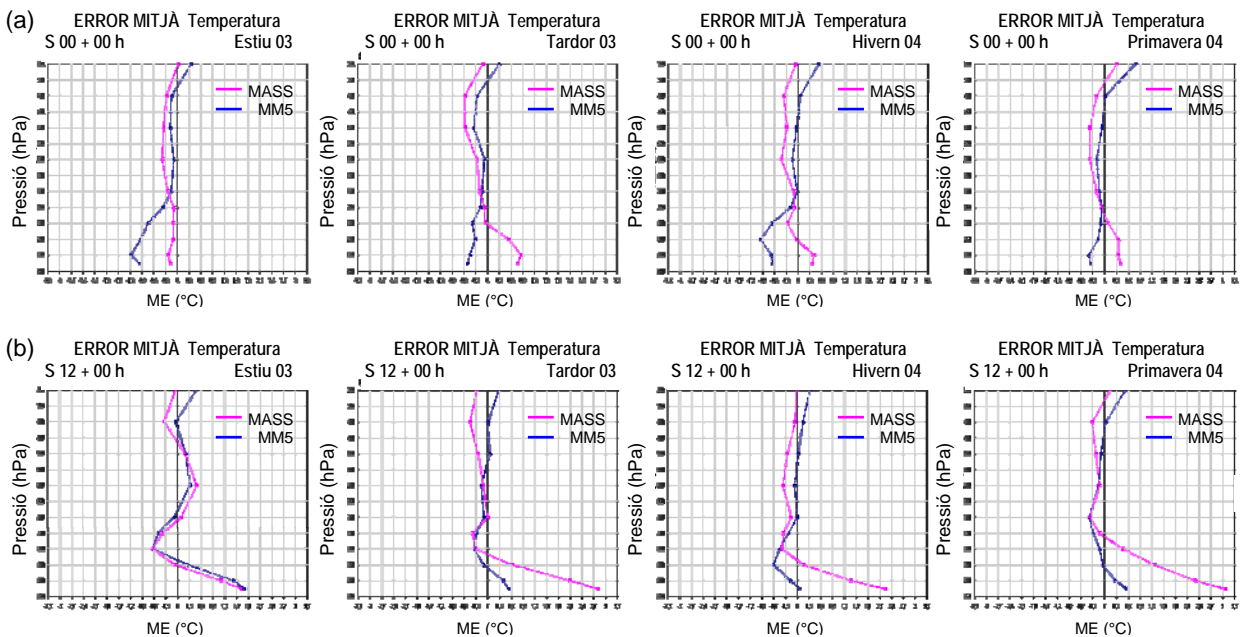
En el perfil vertical de l'error mitjà anual (figura 32), s'observa que, en general, el model MASS (línia vermella) és més fred que l'MM5 (línia blava) per sobre dels 700 hPa. En canvi, per sota d'aquest nivell s'inverteix la tendència, i és l'MM5 qui subestima la temperatura, sobretot en els nivells propers a la superfície quan els pronòstics coincideixen amb la mitjanit (gràfics (d) i (e)). Quan coincideixen amb el migdia (gràfics (c) i (f)), l'MM5 atenua la subestimació, i arriba fins i tot a presentar un biaix positiu. En el model MASS, també s'observa aquest condicionament de l'ME a la variabilitat de la intensitat de la radiació solar associada al cicle diürn, amb la qual cosa s'obté als nivells baixos una sobreestimació major al migdia i inferior a la mitjanit. Als nivells més alts, per sobre dels 400 hPa, els dos models tendeixen a sobreestimar la variable.





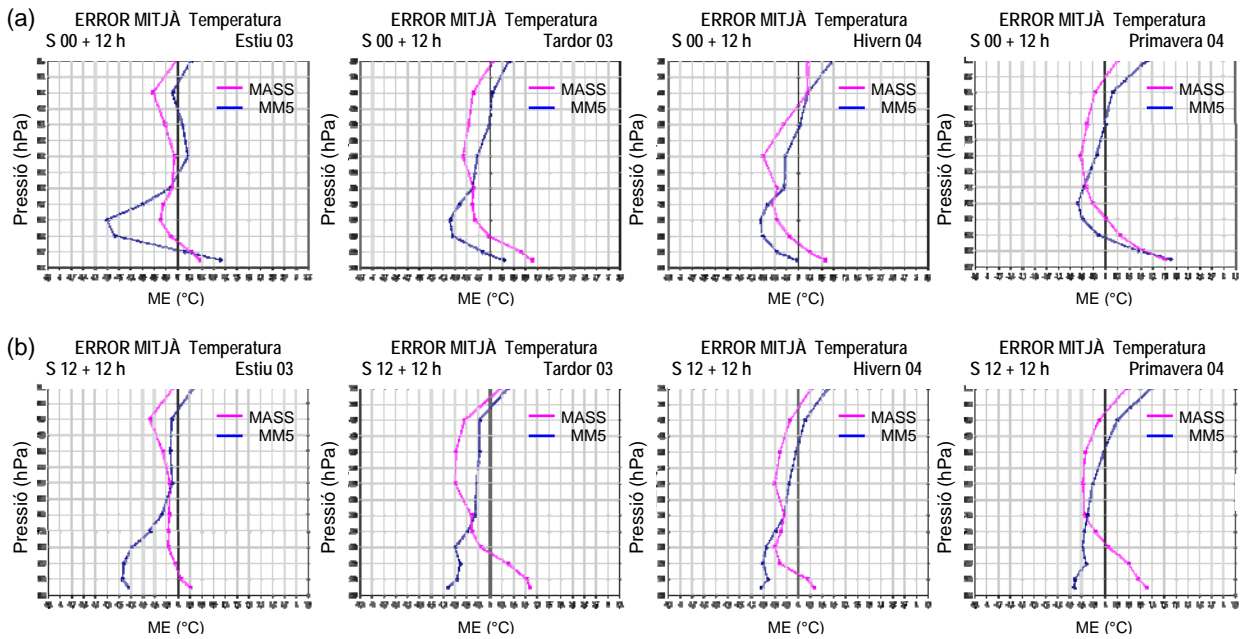
**Figura 32.** Perfil vertical de l'error mitjà (ME) anual de la temperatura per al MASS (línia vermella) i l'MM5 (línia blava) a: (a) S00+00h; (b) S12+00h; (c) S00 + 12 h; (d) S12 + 12 h; (e) S00+24h; (f) S12+24h.

Es mostren tot seguit els perfils verticals de l'error mitjà (ME) obtinguts amb les dues simulacions diàries (S00 i S12) d'ambdós models per a cada estació de l'any i per als diferents horitzons de prognosi: a 00 h (que és l'anàlisi, a la figura 33), el pronòstic a 12 h (figura 34) i el pronòstic a 24 h (figura 35). S'observa que els canvis de comportament dels models depenen més del cicle diürn (és a dir, de si s'estan comparant valors observats i predits de migdia o de mitjanit) que de l'estació de l'any. Això es pot comprovar observant que la forma dels perfils de les figures 33(a), 34(b) i 35(a), que corresponen als errors obtinguts a mitjanit, són similars (encara que els valors d'ME són superiors al pronòstic a 24 h), i a la vegada són perfils força diferents als mostrats a les figures 33(b), 34(a) i 35(b), que corresponen als errors a migdia. Així, pràcticament tot l'any es manté el fet, ja

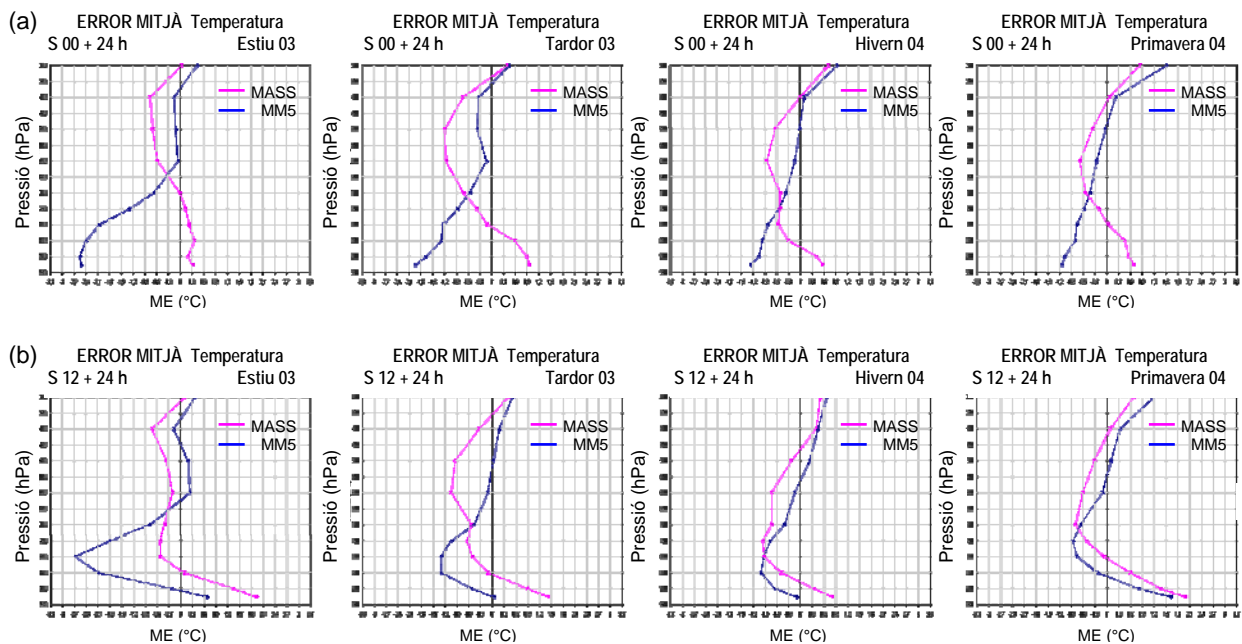


**Figura 33.** Perfil vertical de l'error mitjà (ME) estacional de la temperatura per al MASS (línia vermella) i l'MM5 (línia blava) a: (a) S00+00h; (b) S12+00h.

esmentat en els comentaris de la figura 32, que l'MM5 és més fred que el MASS per sota de 700 hPa (és a dir, als nivells més propers a la superfície) i el MASS és més fred que l'MM5 a la mitjana i alta troposfera, per sobre de 700 hPa. A més, també es manté la lleugera sobreestimació de la temperatura proporcionada per ambdós models als nivells més alts. Analitzant el valor de l'error ME, les sobreestimacions màximes les proporciona el MASS als nivells més propers a la superfície al migdia, amb valors entre +2 i +3 °C (figures 33(b) i 35(b), especialment a la primavera). En canvi, les subestimacions màximes les proporciona l'MM5 entre la superfície i el nivell de 700 hPa a l'estiu i per al pronòstic a 24 h (figura 35), amb valors propers a -3 °C.

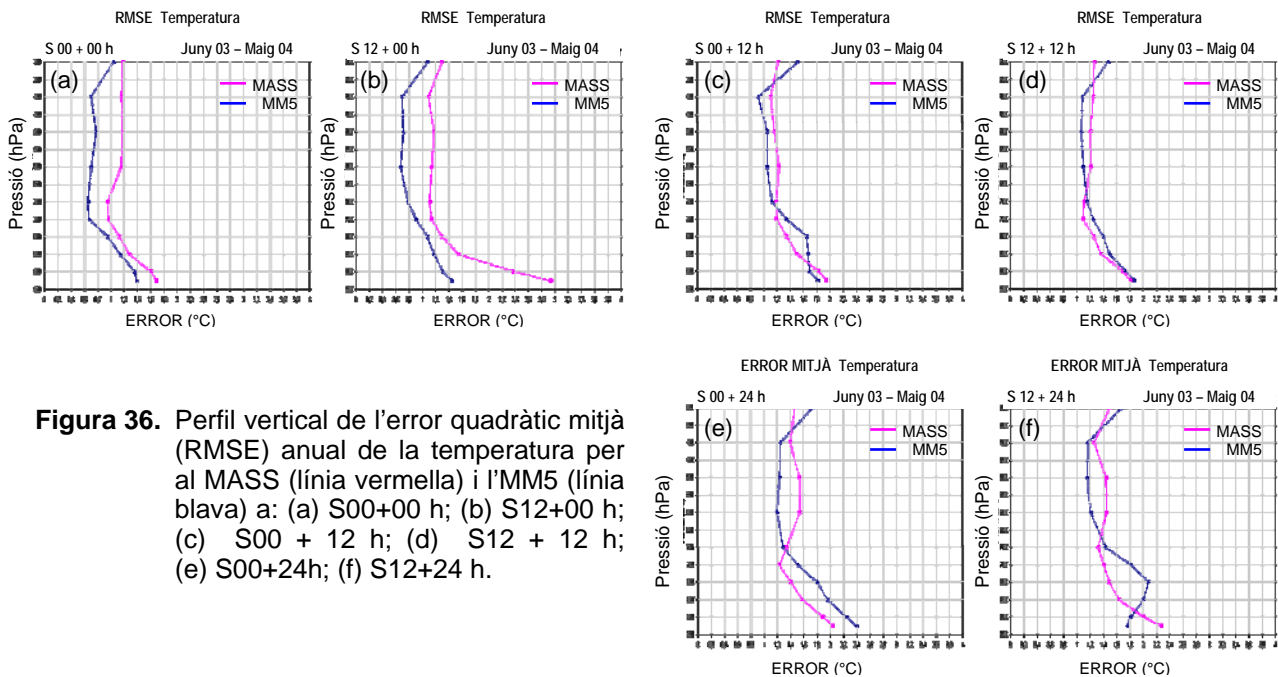


**Figura 34.** Perfil vertical de l'error mitjà (ME) estacional de la temperatura per al MASS (línia vermella) i l'MM5 (línia blava) a: (a) S00+12h; (b) S12+12h.



**Figura 35.** Perfil vertical de l'error mitjà (ME) estacional de la temperatura per al MASS (línia vermella) i l'MM5 (línia blava) a: (a) S00+24h; (b) S12+24h.

En referència a l'RMSE anual (figura 36), s'observa en els dos models, en general, un lleuger augment dels valors de l'error en tot el perfil vertical a mesura que augmenta l'horitzó de prognosi, i és una mica més significatiu per sota dels 700 hPa, és a dir, als nivells més propers a la superfície. És destacable apreciar que la màxima diferència entre els dos models als nivells mitjans i alts de la troposfera (uns 0.5 °C) es dona en les anàlisis (perfils (a) i (b)), en què el MASS presenta un error més elevat (el MASS dona un error més gran en tots els nivells de les anàlisis). Per contra, en els pronòstics a 12 i 24 hores, el valor de l'error augmenta, però la diferència entre els dos models és menor, i, a més, el seu comportament és invers als nivells alts i baixos: el model MM5 presenta un error més elevat en l'estrat més baix (superfície-700 hPa) i el MASS dona uns valors d'RMSE superiors a l'estrat 700-400 hPa.

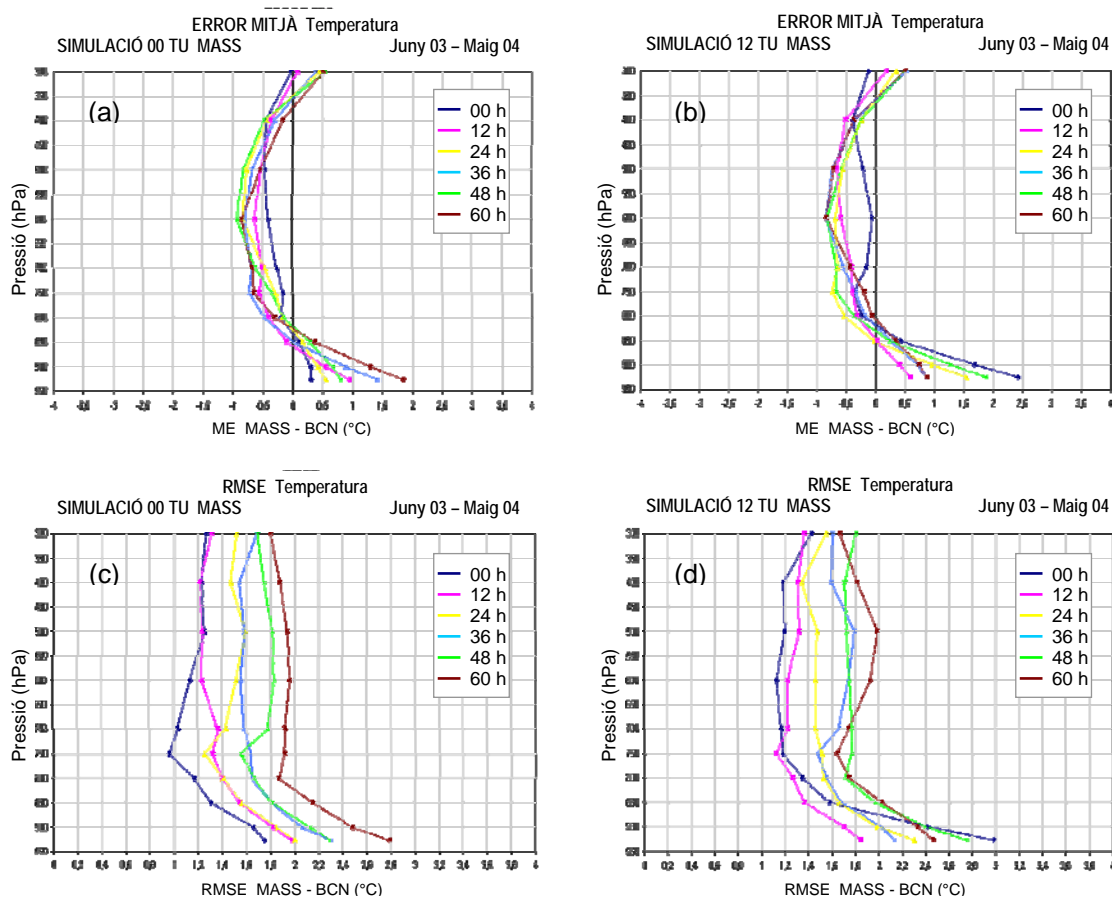


**Figura 36.** Perfil vertical de l'error quadràtic mitjà (RMSE) anual de la temperatura per al MASS (línia vermella) i l'MM5 (línia blava) a: (a) S00+00 h; (b) S12+00 h; (c) S00 + 12 h; (d) S12 + 12 h; (e) S00+24h; (f) S12+24 h.

L'efecte diürn esmentat en parlar de l'error mitjà (ME) també condiciona els valors de l'RMSE, i provoca un error més gran en el MASS als nivells propers a la superfície al migdia (significatiu a 36(b), que correspon a la comparació amb l'anàlisi al migdia). De l'estudi de l'evolució estacional del perfil vertical de l'RMSE, també es dedueix que l'efecte diürn influeix més en el valor de l'error que l'efecte estacional. No es mostren els gràfics d'aquests perfils verticals estacionals, però cal esmentar que el descens del valor de l'RMSE que s'aprecia en el model MM5 als nivells baixos per als pronòstics del migdia (més visible a 36(f) que als altres perfils) és força important a l'estiu, quan proporciona un RMSE al voltant de 3 °C a 800 hPa i disminueix fins a 1.6 °C a superfície.

Ja s'ha comentat que un altre estudi fet amb el model MASS analitza l'evolució dels índexs d'error als diferents nivells per a diferents pronòstics fins a 60 h. La figura 37 en mostra els resultats per a la temperatura, i es pot comprovar que el comportament del MASS es manté similar al descrit als paràgrafs anteriors. Així, tant el biaix fred que es detecta en l'estrat 800-400 hPa com el càlid que s'observa per sota de 800 hPa, s'intensifiquen a mesura que augmenta l'abast temporal del pronòstic. Un cop més, als nivells més propers a la superfície s'accentua la sobreestimació en els períodes que coincideixen amb el migdia, tant a S00 (+12 h, +36 h, +60 h) com a S12 (+24 h, +48 h). També augmenta l'RMSE amb l'horitzó de prognosi a tots els nivells, encara que és per

sota de 800 hPa, i sobretot prop de la superfície, on els valors d'aquest índex augmenten considerablement. Cal esmentar, com a punt interessant, que l'error comès a S12 per a l'anàlisi (S12+00 h) en els nivells més baixos és superior a qualsevol dels altres horitzons de prognosi.

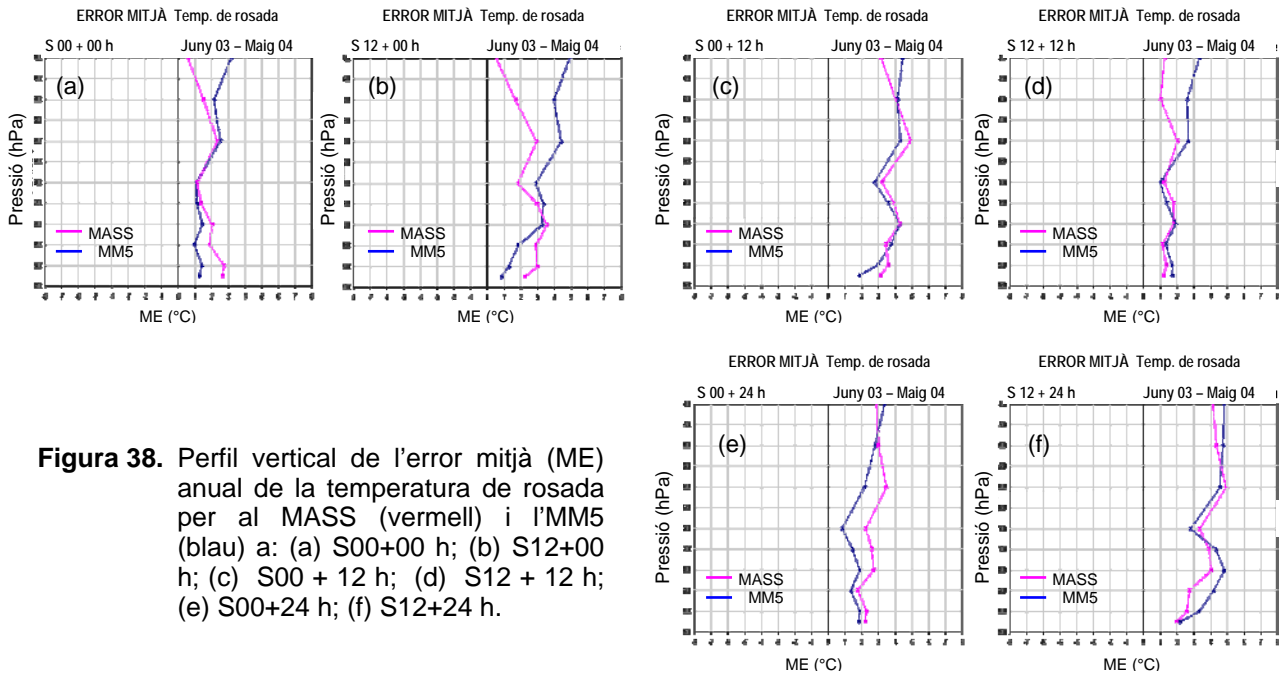


**Figura 37.** Evolució per a diferents horitzons de prognosi del MASS entre S+00 h i S+60 h dels perfils verticals següents: (a) ME anual de la temperatura per a S00; (b) ME anual de la temperatura per a S12; (c) RMSE anual de la temperatura per a S00; (d) RMSE anual de la temperatura per a S12.

### 3.2.3.2 Temperatura de rosada

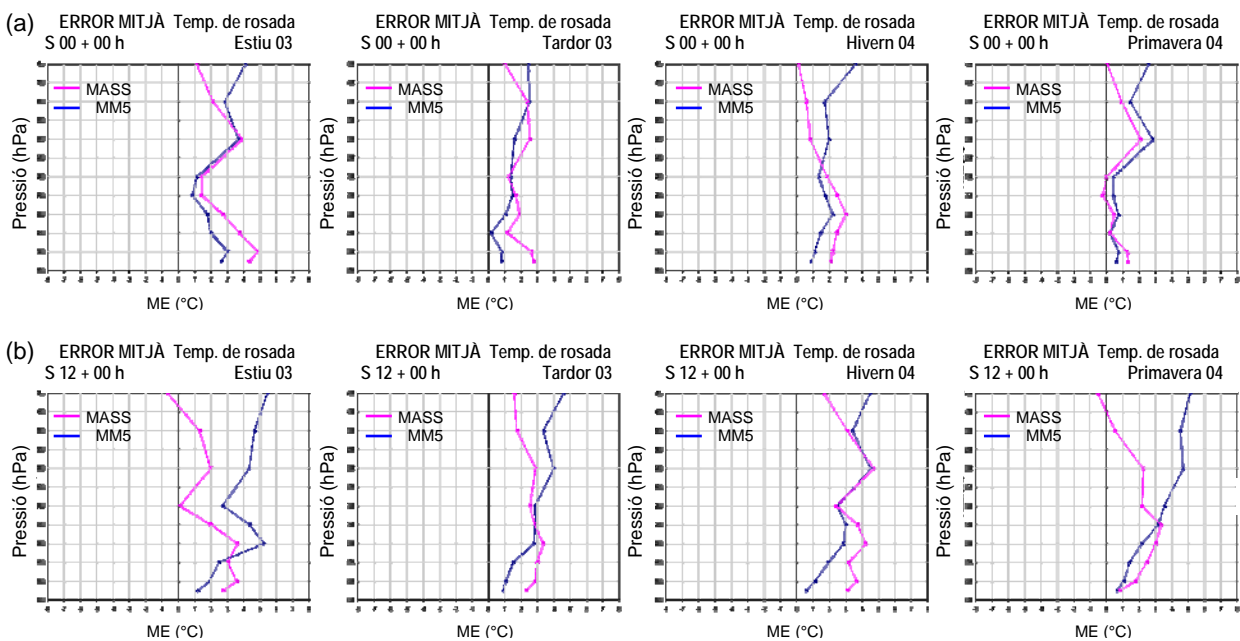
Fent una anàlisi dels perfils verticals de l'ME anual de la temperatura de rosada (figura 38), s'observa com tots dos models sobreestimen aquesta variable a tots els nivells de la troposfera. Aquest biaix positiu s'accentua tant en l'anàlisi com en els horitzons de prognosi que coincideixen amb el migdia (gràfics 38(b), 38(c) i 38(f)), i torna a aparèixer la dependència envers els models en el cicle diürn que ja s'ha esmentat a l'apartat anterior en parlar de la temperatura. Ara bé, no s'aprecia un comportament tan diferent entre nivells baixos i nivells alts: en les anàlisis (38(a) i 38(b)) s'obté un biaix clarament més gran al MASS entre la superfície i 750 hPa, i un biaix clarament més gran a l'MM5 per damunt de 700 hPa (especialment en comparar l'anàlisi al migdia, quan l'MM5 sobreestima la temperatura de rosada més de 4 °C per damunt de 600 hPa), però els perfils verticals obtinguts per als pronòstics a 12 h (38(c) i 38(d)) i a 24 h (38(e) i 38(f)) no segueixen ben bé aquest patró, ja que els valors de l'error són molt similars en ambdós models. En alguns

nivells, el MASS dóna més error, i en d'altres el dóna l'MM5 (però sense una clara diferència entre nivells baixos i nivells alts).



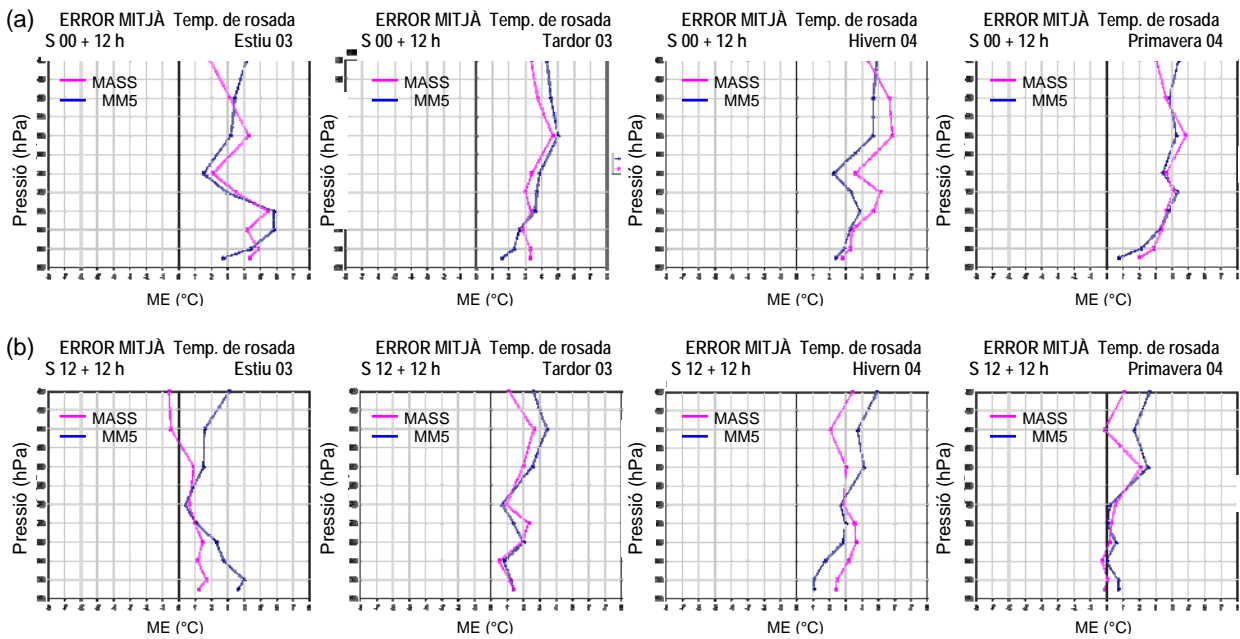
**Figura 38.** Perfil vertical de l'error mitjà (ME) anual de la temperatura de rosada per al MASS (vermell) i l'MM5 (blau) a: (a) S00+00 h; (b) S12+00 h; (c) S00 + 12 h; (d) S12 + 12 h; (e) S00+24 h; (f) S12+24 h.

Tal com passava amb la temperatura, la dependència envers el cicle diürn modula més el valor de l'ME de la temperatura de rosada que l'estacionalitat. Aquest fet es torna a comprovar a les figures 39, 40 i 41, on es mostren els perfils verticals de l'error mitjà corresponents a les dues simulacions diàries (S00 i S12) d'ambdós models per a cada estació de l'any i per als diferents horitzons de prognosi (00 h, 12 h i 24 h, respectivament).

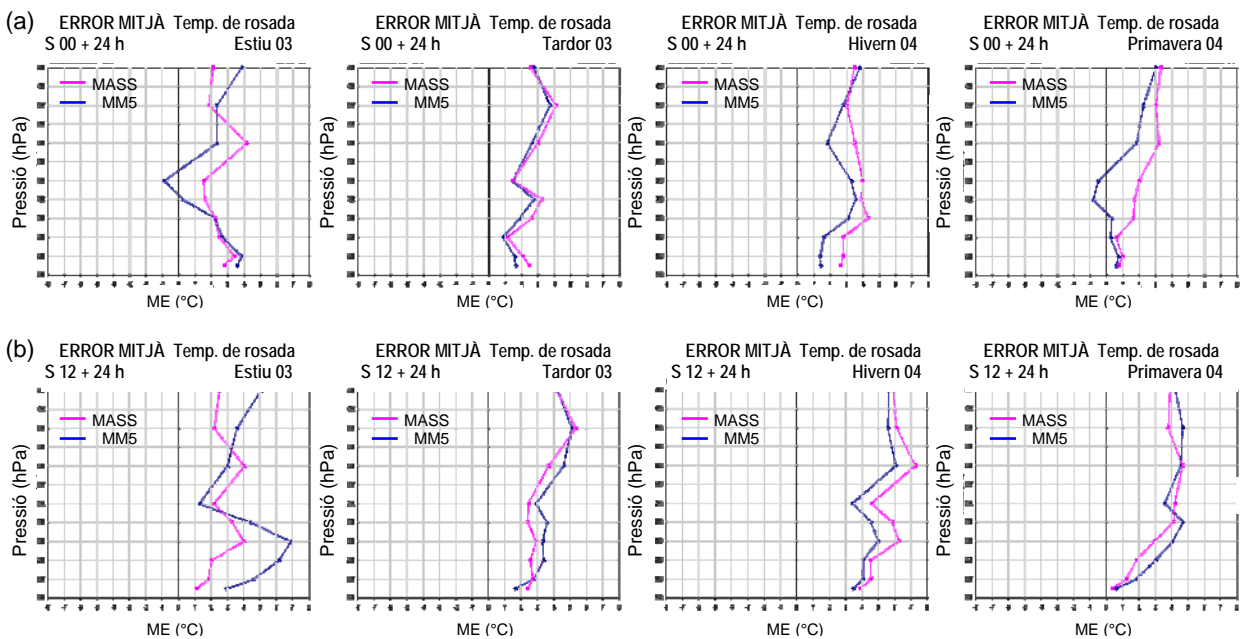


**Figura 39.** Perfil vertical de l'error mitjà (ME) estacional de la temperatura de rosada per al MASS (línia vermella) i l'MM5 (línia blava) a: (a) S00+00 h; (b) S12+00 h.





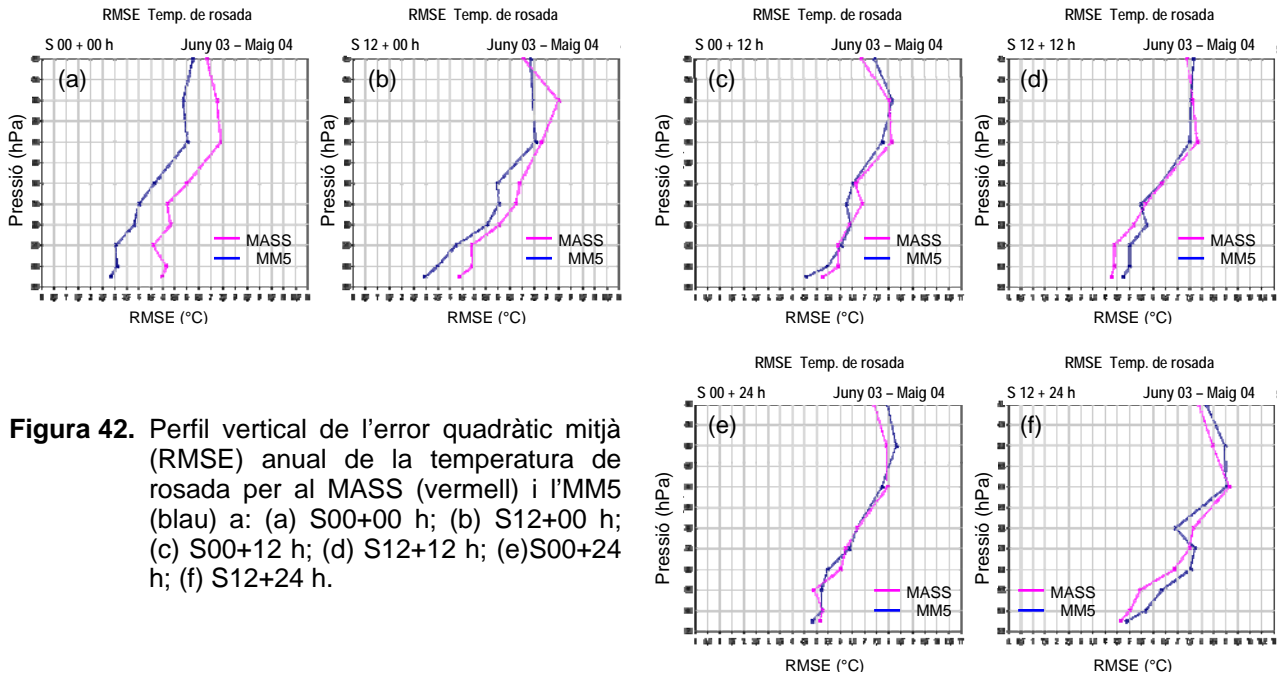
**Figura 40.** Perfil vertical de l'error mitjà (ME) estacional de la temperatura de rosada per al MASS (línia vermella) i l'MM5 (línia blava) a: (a) S00+12 h; (b) S12+12 h.



**Figura 41.** Perfil vertical de l'error mitjà (ME) estacional de la temperatura de rosada per al MASS (línia vermella) i l'MM5 (línia blava) a: (a) S00+24 h; (b) S12+24 h.

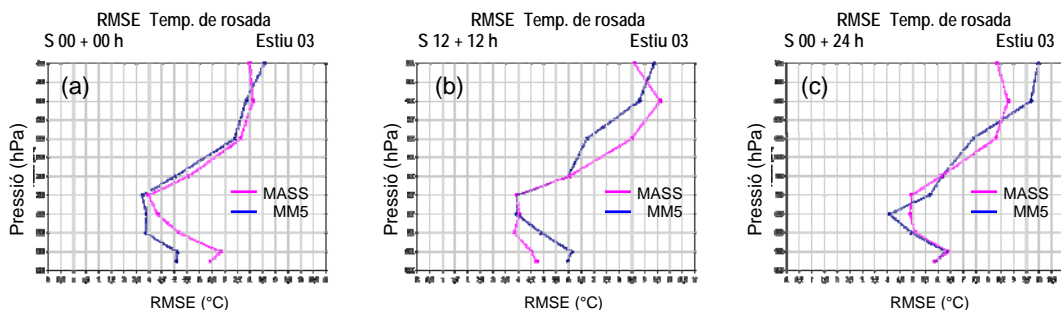
La forma dels perfils verticals i els valors de l'error no depenen tant de l'estació de l'any analitzada com de l'hora corresponent a la comparació (migdia: 39(b), 40(a), 41(b); mitjanit: 39(a), 40(b), 41(a)). Cal esmentar, però, que els valors màxims del biaix apareixen en comparar l'observació real i el pronòstic a 24 hores amb la simulació a les 12 TU (figura 41(b)): a l'estiu a 800 hPa per al model MM5 (sobreestimació propera a 7 °C) i a l'hivern a 600 hPa per al model MASS (sobreestimació lleugerament superior a 7 °C).

Amb referència als perfils verticals de l'RMSE anual (figura 42), s'observa que, en general, el valor d'aquest índex augmenta amb l'altura, però no s'aprecia un increment clar de l'error amb l'horitzó de pronòstic. Tot i això, els valors màxims s'obtenen en ambdós models al pronòstic a 24 hores amb la simulació de les 12 TU (figura 42(f)), en què l'RMSE arriba al voltant de 9 °C als nivells entre 600 i 500 hPa. Comparant els valors d'aquest índex d'ambdós models, els perfils verticals són força similars als pronòstics a 12 i a 24 hores amb les dues simulacions diàries (perfils (c), (d), (e) i (f) de la figura 42), mentre que a les anàlisis s'observa un error més notable en el MASS (42(a) i 42(b), especialment al primer perfil vertical).



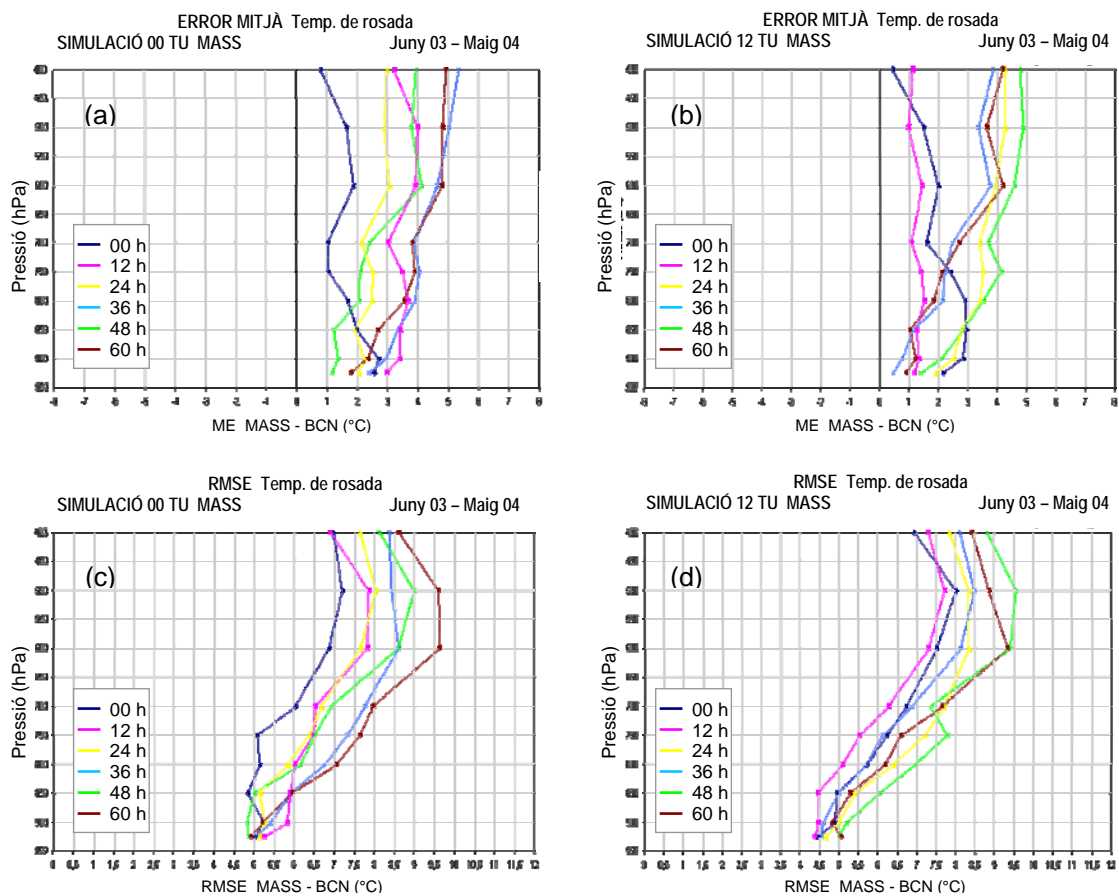
**Figura 42.** Perfil vertical de l'error quadràtic mitjà (RMSE) anual de la temperatura de rosada per al MASS (vermell) i l'MM5 (blau) a: (a) S00+00 h; (b) S12+00 h; (c) S00+12 h; (d) S12+12 h; (e) S00+24 h; (f) S12+24 h.

En fer l'anàlisi estacional dels perfils verticals de l'RMSE de la temperatura de rosada, cal comentar que s'ha mantingut el comportament anual de la figura 42, però amb una excepció, que és per al pronòstic a mitjanit a l'estiu, època de l'any en què els dos models donen el mínim d'error al voltant de 750 hPa, i no als nivells més propers a la superfície com és habitual. La figura 43 mostra els perfils verticals amb aquesta característica, però ja no mostra la resta de perfils que segueixen el comportament anual.



**Figura 43.** Perfil vertical de l'error quadràtic mitjà (RMSE) de la temperatura de rosada a l'estiu per al MASS (línia vermella) i l'MM5 (línia blava) a: (a) S00+00 h; (b) S12+12 h; (c) S00+24 h.

La figura 44 mostra l'evolució dels índexs d'error de la temperatura de rosada obtinguts amb el model MASS als diferents nivells per a diferents pronòstics fins a 60 h. Analitzant l'índex ME (gràfics (a) i (b)), s'observa com manté sempre una sobreestimació de la variable, atès que el valor de l'error és positiu a tots els nivells i per a qualsevol pronòstic. A més, els valors de l'ME i de l'RMSE tendeixen a augmentar a mesura que també ho fa l'abast temporal de la previsió, però no de manera progressiva, sinó amb alternances segons si el pronòstic coincideix amb el migdia o amb la mitjanit. Així, si augmenta l'horitzó de prognosi a intervals de 24 hores en comptes de 12 hores (comparant per separat els perfils a +00 h, +24 h i +48 h d'una banda, i a +12 h, +36 h i +60 h d'altra banda), s'elimina l'efecte dia-nit i es pot observar com, en efecte, l'error augmenta en tots dos índexs progressivament. Finalment, cal esmentar també que, en general, s'aprecia un augment de l'error amb l'altura, i que les diferències del valor dels índexs d'error segons l'horitzó de prognosi són més petites als nivells més superficials.



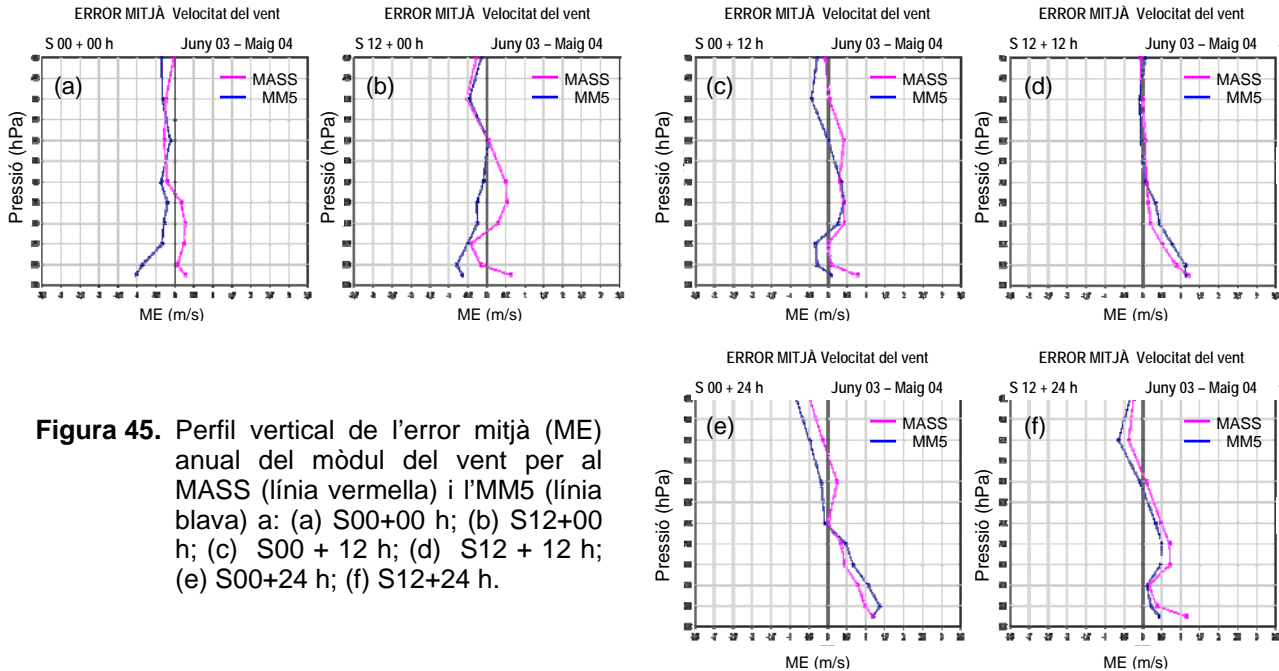
**Figura 44.** Evolució per a diferents horitzons de prognosi del MASS entre S+00h i S+60 h dels perfils verticals següents: (a) ME anual de la temperatura de rosada ( $T_d$ ) per a S00; (b) ME anual de  $T_d$  per a S12; (c) RMSE anual de  $T_d$  per a S00; (d) RMSE anual de  $T_d$  per a S12.

### 3.2.3.3 Vent

L'error mitjà anual del mòdul del vent (figura 45) mostra un paral·lelisme entre els dos models per als pronòstics a 12 i 24 hores (perfils c, d, e i f), les majors diferències entre els quals s'observen en les anàlisis (perfils a i b). Tal com s'ha observat en altres variables, el perfil de l'ME es veu més aviat modulad segons si el pronòstic coincideix amb el migdia o

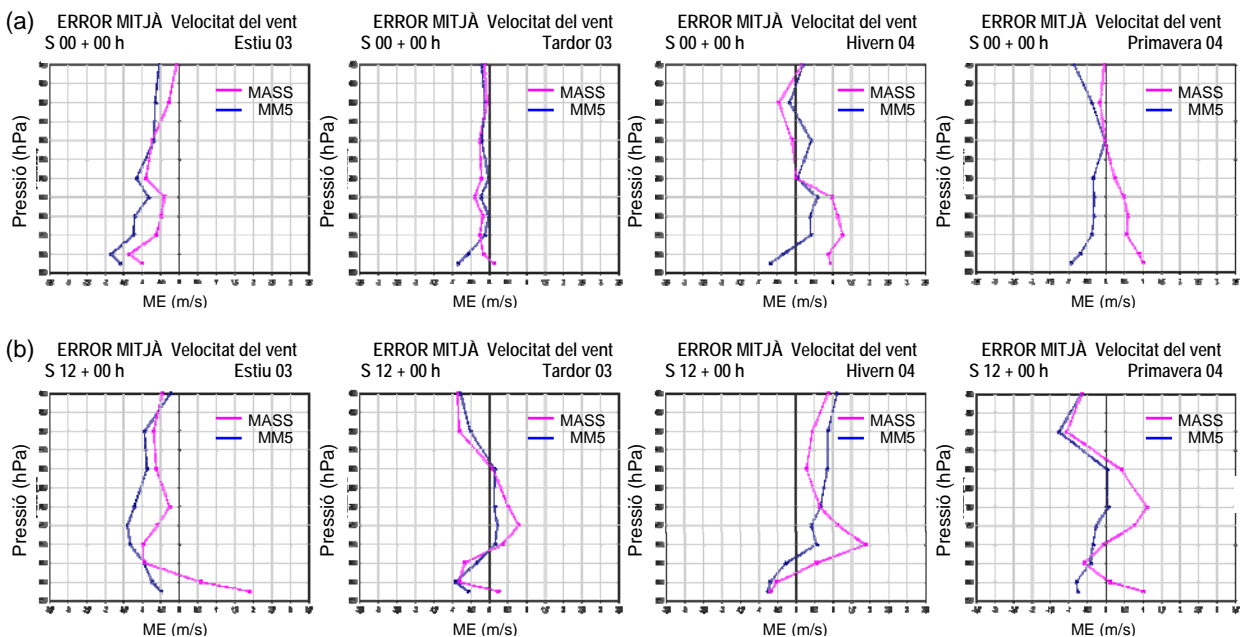


la mitjanit. Així, en els radiosondatges previstos a mitjanit (perfils d i e), s'aprecia una sobreestimació del mòdul del vent per sota de 700 hPa que augmenta fins a la superfície. En canvi, aquells que coincideixen amb el migdia (perfils c i f), presenten dues zones diferenciades amb biaix més elevat: una a l'estrat 700-800 hPa i una altra a superfície.

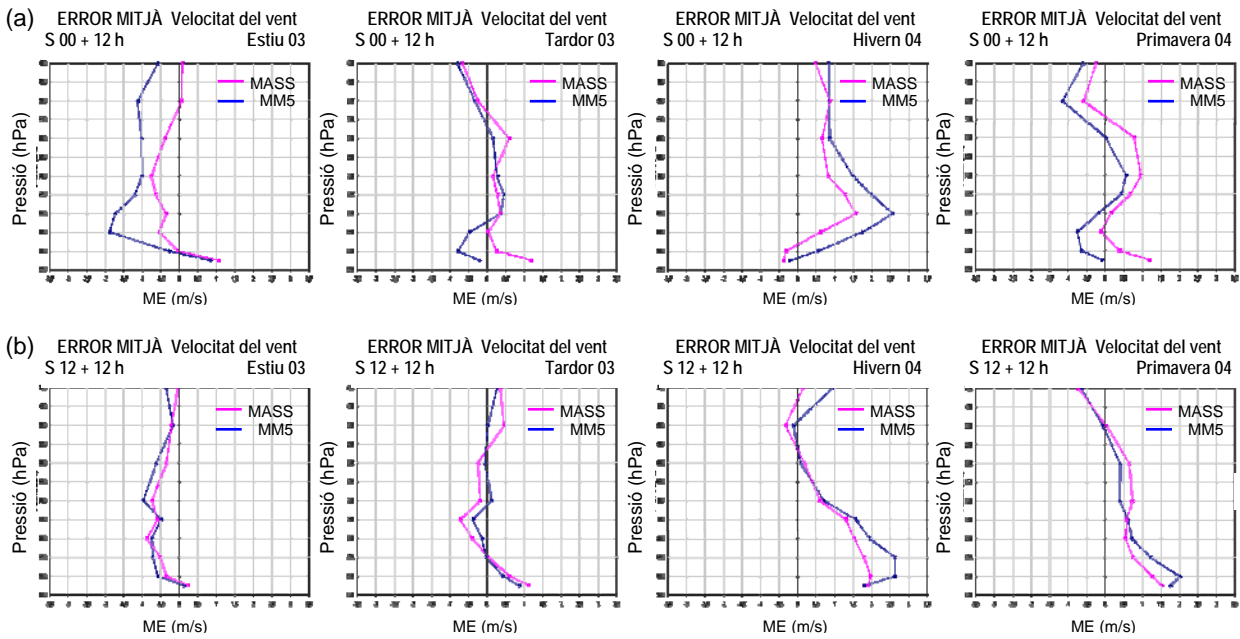


**Figura 45.** Perfil vertical de l'error mitjà (ME) anual del mòdul del vent per al MASS (línia vermella) i l'MM5 (línia blava) a: (a) S00+00 h; (b) S12+00 h; (c) S00 + 12 h; (d) S12 + 12 h; (e) S00+24 h; (f) S12+24 h.

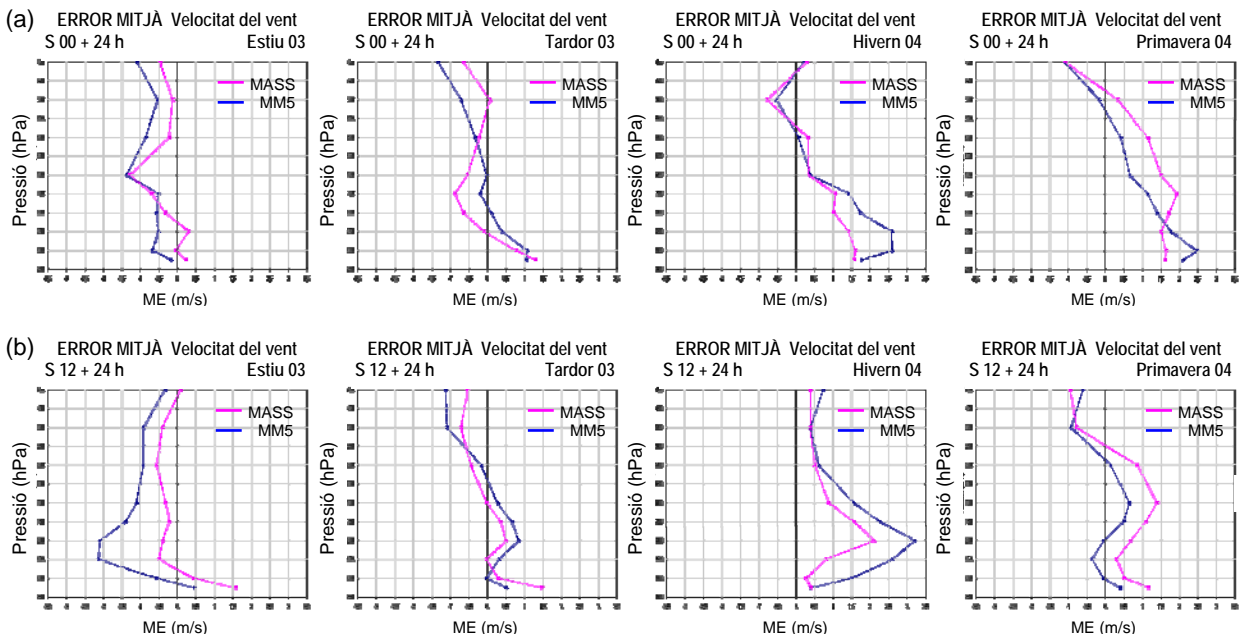
D'altra banda, cal afegir una tendència estacional en els dos models que consisteix en una subestimació als mesos d'estiu i una sobreestimació als nivells mitjans i baixos durant el període hivern-primavera (figures 46, 47 i 48). El biaix màxim apareix en el model MM5 durant l'hivern i a la zona entre 800 i 850 hPa, amb valors d'error al voltant de 3 m/s.



**Figura 46.** Perfil vertical de l'error mitjà (ME) estacional del mòdul del vent per al MASS (línia vermella) i l'MM5 (línia blava) a: (a) S00+00 h; (b) S12+00 h.

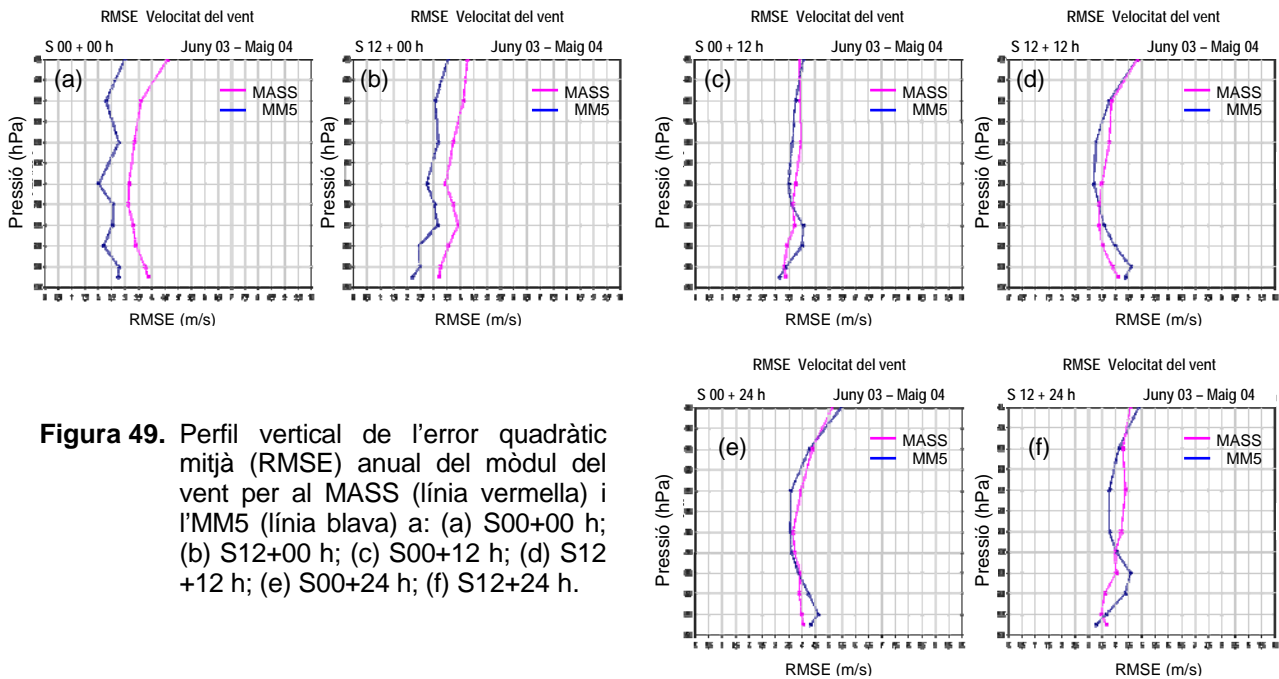


**Figura 47.** Perfil vertical de l'error mitjà (ME) estacional del mòdul del vent per al MASS (línia vermella) i l'MM5 (línia blava) a: (a) S00+12 h; (b) S12+12 h.



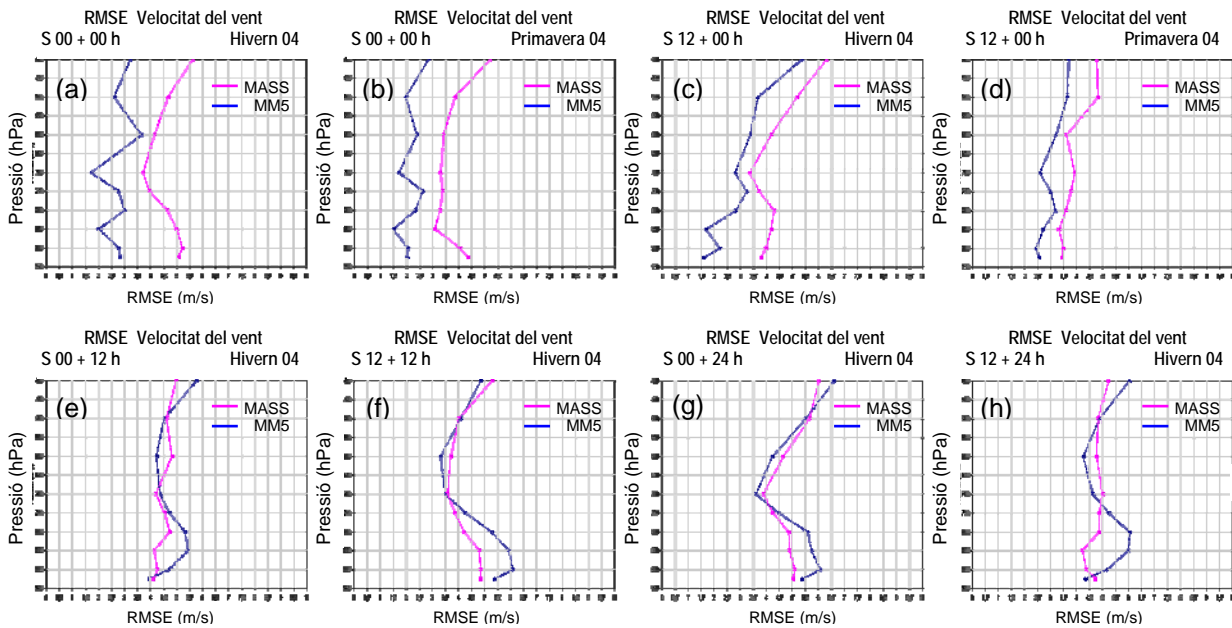
**Figura 48.** Perfil vertical de l'error mitjà (ME) estacional del mòdul del vent per al MASS (línia vermella) i l'MM5 (línia blava) a: (a) S00+24 h; (b) S12+24 h.

Amb referència a l'RMSE anual del mòdul del vent (figura 49), s'observa com els dos models presenten perfils verticals de l'error semblants als pronòstics a 12 i 24 hores (perfils c, d, e i f), sense que s'hi apreciïn diferències significatives entre S00 i S12. En general, el model MASS presenta un error lleugerament superior per sobre de 750 hPa, mentre que per sota d'aquest nivell l'MM5 té un RMSE una mica superior. També s'aprecia com el model MM5 presenta un màxim d'error de 4.5 m/s als nivells baixos, que a la nit se situa a l'entorn dels 900 hPa i al migdia puja cap als 800 hPa, aproximadament. Respecte de les anàlisis (perfils a i b), el MASS proporciona un RMSE més alt que l'MM5 a tots els nivells.



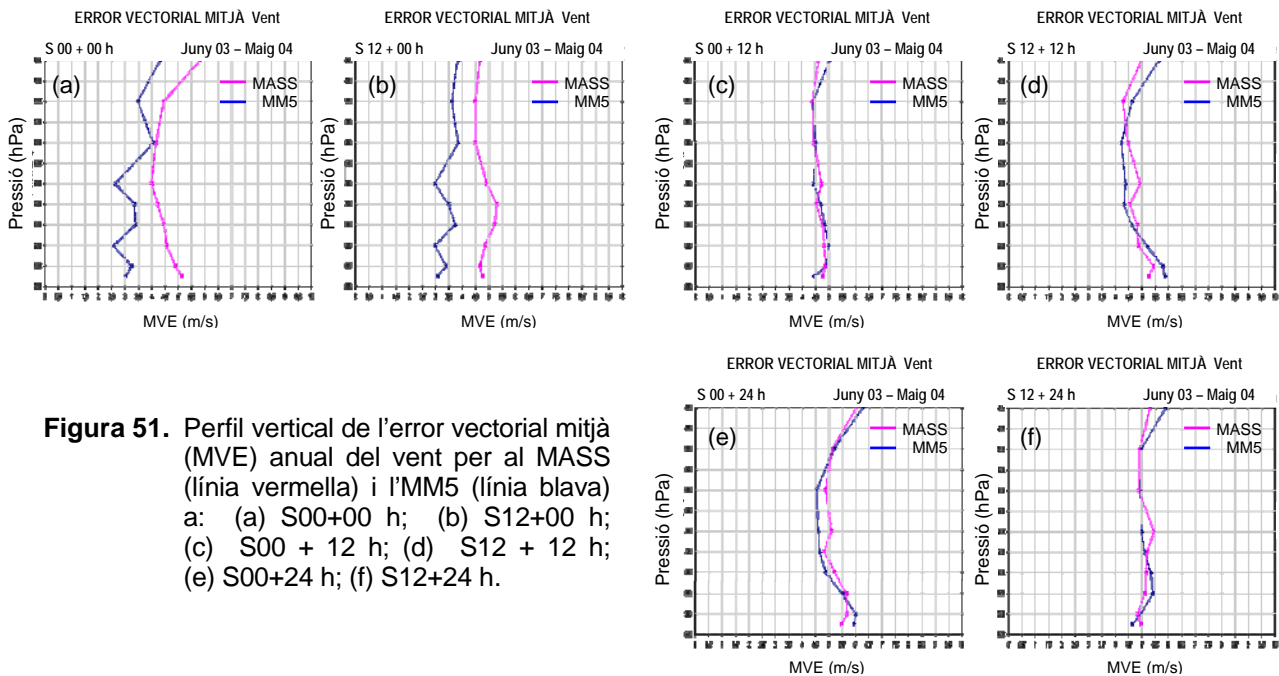
**Figura 49.** Perfil vertical de l'error quadràtic mitjà (RMSE) anual del mòdul del vent per al MASS (línia vermella) i l'MM5 (línia blava) a: (a) S00+00 h; (b) S12+00 h; (c) S00+12 h; (d) S12+12 h; (e) S00+24 h; (f) S12+24 h.

No es mostren tots els gràfics dels perfils verticals de l'índex RMSE estacionals, però sí els que presenten uns resultats més interessants (figura 50). Així, els dos models presenten valors d'RMSE més baixos a l'estiu (inferiors a 4 m/s per a qualsevol nivell i horitzó de prognosi), i els màxims d'error són a l'hivern, especialment en el model MM5 als nivells baixos (perfils e, f, g i h, amb màxims al voltant de 6 m/s). En les anàlisis, però, el MASS dona errors més grans que l'MM5 a pràcticament tots els nivells i especialment durant l'hivern i la primavera (perfils a, b, c i d).



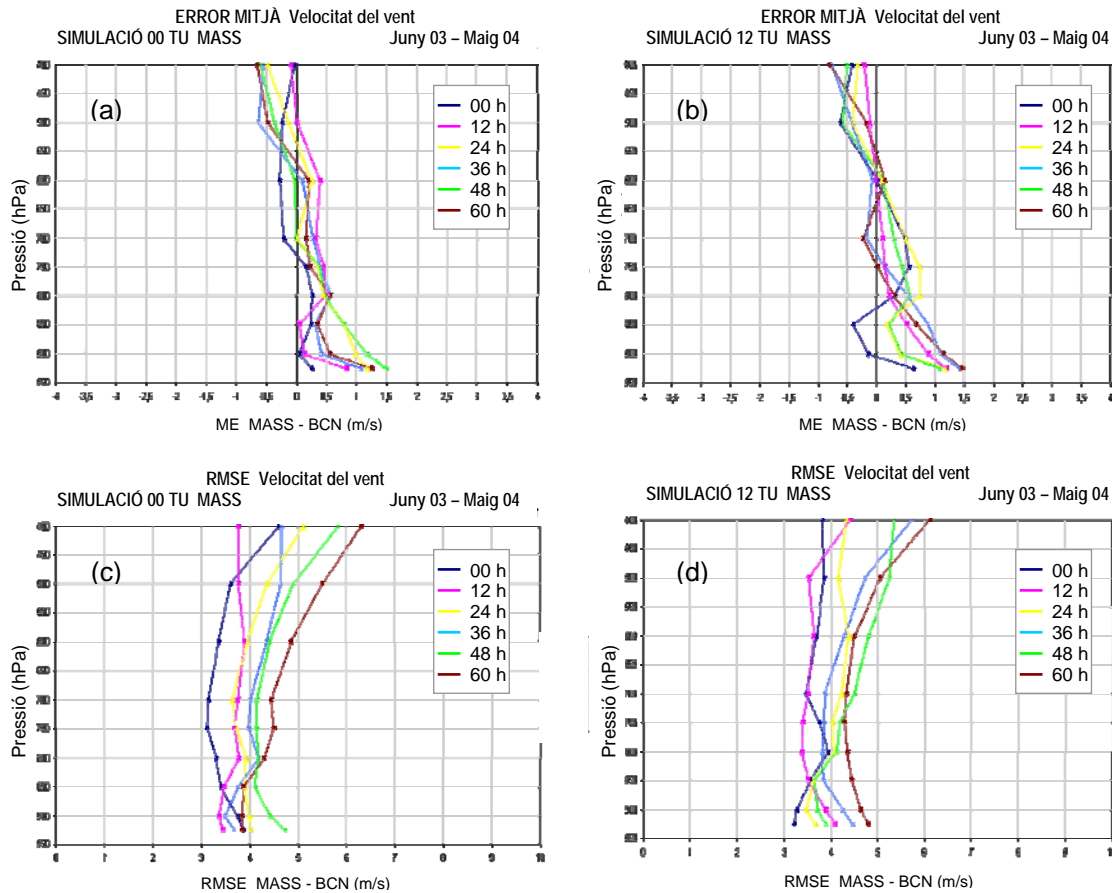
**Figura 50.** Perfil vertical de l'error quadràtic mitjà (RMSE) estacional del mòdul del vent per al MASS (línia vermella) i l'MM5 (línia blava) a: (a) S00+00h HIVERN; (b) S00+00 h PRIMAVERA; (c) S12+00 h HIVERN; (d) S12+00h PRIMAVERA; (e) S00+12 h HIVERN; (f) S12+12 h HIVERN; (g) S00+24 h HIVERN; (h) S12+24 h HIVERN.

L'estudi de l'error vectorial mitjà (MVE) del vent permet combinar en un sol índex l'error associat al mòdul i a la direcció del vent. La figura 51 mostra els diferents perfils verticals anuals de l'índex MVE per a les dues simulacions diàries d'ambdós models, i no presenta resultats diferents als descrits als paràgrafs anteriors. D'una banda, s'observa que la major diferència entre els dos models s'obté en les anàlisis (perfils a i b), amb valors d'error més alts en el MASS i diferències més petites durant els mesos d'estiu (tot i que no es mostren els perfils verticals estacionals de l'MVE). D'altra banda, s'aprecia també que l'horitzó de pronòstic no altera tant el perfil vertical de l'error com el fet que coincideixi amb el dia o la nit. Per exemple, s'observa en ambdós models una tendència a incrementar l'MVE a nivells baixos a la mitjanit (perfils d i e), especialment durant l'hivern i la primavera (ja s'ha comentat que no es mostren els resultats de l'MVE estacional), i es manté que el MASS presenta valors més elevats d'aquest índex per sobre de 700 hPa i l'MM5 presenta més error per sota aquest nivell. Als pronòstics per al migdia (perfils c i f), el MASS proporciona errors lleugerament més alts, tot i que els perfils són força similars en ambdós models.



**Figura 51.** Perfil vertical de l'error vectorial mitjà (MVE) anual del vent per al MASS (línia vermella) i l'MM5 (línia blava) a: (a) S00+00 h; (b) S12+00 h; (c) S00 + 12 h; (d) S12 + 12 h; (e) S00+24 h; (f) S12+24 h.

Finalment, a l'anàlisi de l'error del mòdul del vent per a horitzons de prognosi superiors a 24 hores del model MASS (figura 52), no s'observa un clar augment de l'índex ME a mesura que augmenta l'horitzó de prognosi (perfils a i b), atès que els valors són similars a tots els perfils, però sí que es pot esmentar la tendència del MASS en tots els horitzons de prognosi fins a 60 h a canviar de signe el biaix del mòdul del vent segons el nivell, amb una sobreestimació als nivells inferiors a 600 o 700 hPa i una subestimació als nivells més alts. D'altra banda, als perfils verticals de l'RMSE (gràfics c i d) s'aprecia, encara que no en tots els nivells, una tendència a augmentar l'error a mesura que s'allarga l'abast del pronòstic, especialment si es fa la comparació entre els perfils vàlids només per al migdia i els vàlids només per a la mitjanit (comentari ja fet a la figura 44, en parlar de la temperatura de rosada).



**Figura 52.** Evolució per a diferents horitzons de prognosi del MASS entre S+00 h i S+60 h dels perfils verticals anuals següents: (a) ME del mòdul del vent per a S00; (b) ME del mòdul del vent per a S12; (c) RMSE del mòdul del vent per a S00; (d) RMSE del mòdul del vent per a S12.

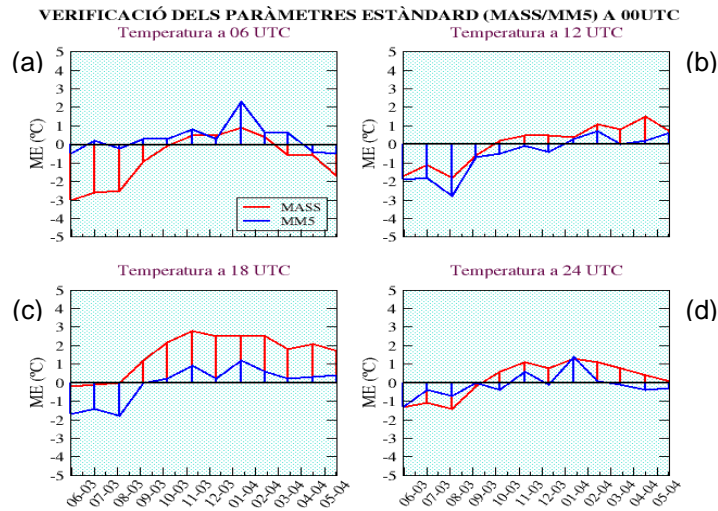
### 3.2.4 Error en les variables de superfície (estacions)

Els resultats exposats als apartats anteriors fan referència a les variables obtingudes en les simulacions a escala gran. En aquest apartat, es consideren les sortides a 15 km de tots dos models, i en concret la temperatura a superfície en diferents moments del dia, amb l'anàlisi de l'evolució diürna de l'error d'aquesta variable a escala més fina.

Analitzant la figura 53, s'observa un cert paral·lelisme en l'evolució anual de l'ME de la temperatura per als models MASS i MM5 en els pronòstics vàlids per a les 12 UTC i les 24 UTC (53(b) i 53(d), respectivament), mentre que les diferències més importants apareixen als pronòstics per a les 06 UTC i les 18 UTC (53(a) i 53(c), respectivament). Durant els mesos d'estiu, el MASS subestima gairebé a totes les hores la temperatura (excepte a les 18 UTC), i se n'obté la subestimació màxima al pronòstic vàlid a les 06 UTC. Durant la resta de l'any, el MASS presenta una tendència a sobreestimar lleugerament la temperatura pronosticada, amb valors màxims d'error a la tardor i l'hivern a les 18 UTC, tret de la subestimació de la temperatura a les 06 UTC durant la primavera. L'MM5 també presenta un biaix fred durant els mesos d'estiu, però, a diferència del MASS, la subestimació màxima s'obté en el pronòstic de la temperatura a les 12 UTC i pràcticament

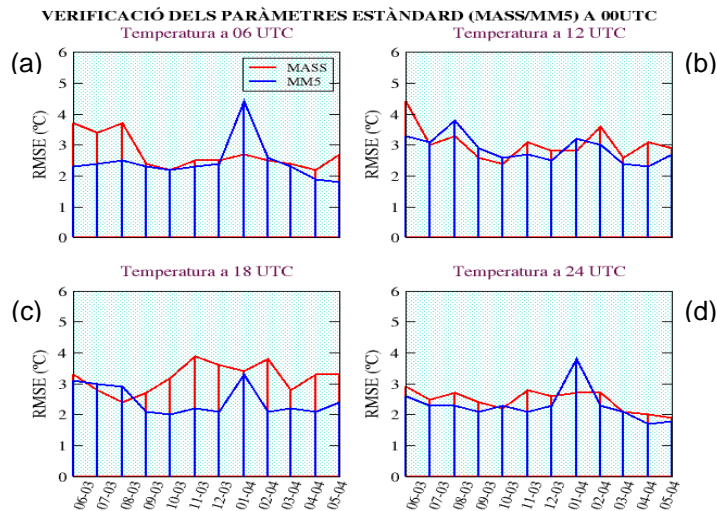


desapareix a les 06 UTC. Durant la resta de l'any presenta, igual que el MASS, una tendència a sobreestimar lleugerament la temperatura pronosticada, però l'MM5 presenta valors màxims d'error a l'hivern a les 06 UTC, i una lleugera subestimació a la tardor a les 12 UTC i a finals de la primavera a les 06 UTC i a les 24 UTC.



**Figura 53.** Evolució de l'error mitjà (ME) de la temperatura per a S00 amb el MASS (en vermell) i l'MM5 (en blau) per als pronòstics a: (a) 06 UTC; (b) 12 UTC; (c) 18 UTC; (d) 24 UTC.

Quant a l'RMSE (figura 54), s'aprecia com l'MM5 manté un valor força constant al llarg de tot l'any i a totes les hores, tret dels valors de gener (l'error augmenta bruscament per uns problemes durant els primers dies del mes). Així, sense tenir en compte aquest mes, els valors de l'RMSE acostumen a estar entre 2 °C i 3 °C, excepte en el pronòstic a les 12 UTC (54(b)) durant l'estiu, quan s'obtenen valors entre 3 °C i 4 °C. Els resultats obtinguts amb el model MASS, en canvi, tenen més variabilitat, i oscil·len entre 2 °C i 4 °C segons els mesos i l'hora de pronòstic. En aquest model, els errors més alts s'obtenen a l'estiu a les 06 UTC i les 12 UTC (54(a) i 54(b), respectivament), i a la tardor i a l'hivern a les 18 UTC (54(d)), amb errors pròxims a 4 °C en tots aquests casos.



**Figura 54.** Evolució de l'error quadràtic mitjà (RMSE) de la temperatura per a S00 amb el MASS (en vermell) i l'MM5 (en blau) per als pronòstics a: (a) 06 UTC; (b) 12 UTC; (c) 18 UTC; (d) 24 UTC.

### 3.3 Conclusions i suggeriments

Tot seguit, es presenten agrupats o combinats els resultats mostrats a l'apartat anterior, amb l'objectiu d'extreure conclusions de caràcter més genèric que siguin útils per a la predicció operativa. També s'exposen algunes de les limitacions d'aquest estudi, que cal tenir en compte atès que, en certa manera, relativitzen lleugerament aquestes conclusions. Al final, se suggereixen algunes propostes per dur a terme en el futur.

De la comparació punt a punt dels pronòstics a 24 hores se n'ha després que les principals diferències entre els dos models (MASS i MM5) es donen en l'error mitjà ME, especialment als nivells de superfície i 850 hPa, on s'han observat biaixos marcats i sovint de signe contrari (sobretot en la temperatura i la proporció de mescla). En aquests mateixos nivells, s'ha notat més la influència estacional de l'error i tots dos models han mostrat més diferències entre les dues simulacions diàries (S00 i S12). En quasi la totalitat de variables, l'MM5 ha presentat el seus pitjors resultats al nivell de superfície i durant els mesos d'estiu (preferentment a S12), mentre que al MASS es fa difícil d'arribar a una conclusió tan genèrica. Aquest darrer model ha presentat uns valors d'ME lleugerament més bons a aquests dos nivells, si bé l'RMSE ha estat semblant. Contràriament, en els nivells de 500 hPa i 300 hPa, el model MM5 s'ha mostrat clarament superior en la totalitat de variables tant pel que fa a l'ME com a l'RMSE.

Mitjançant els mapes de distribució espacial de l'error a 24 hores, s'ha pogut dur a terme la caracterització geogràfica de l'error. D'una banda, s'ha comprovat com tots dos models han coincidit en presentar els principals problemes en les àrees de muntanya (especialment a l'Atles i als Alps). D'altra banda, les principals discrepàncies entre els dos models s'han donat en la superfície, mentre que en els nivells més alts s'ha posat de manifest una major uniformitat tant de l'RMSE com de l'ME (amb millors resultats per a l'MM5) i un menor efecte de l'estacionalitat. Cal destacar que encara que la localització dels màxims d'error no sempre ha coincidit, la seva magnitud ha estat generalment del mateix ordre. Així, les discrepàncies entre els dos models han estat més aviat definides per la posició geogràfica de les àrees d'error o per la seva extensió, i en la majoria de casos el seu origen s'ha pogut relacionar quasi sempre amb algun efecte d'orografia o de discontinuïtat terra-mar.

A partir de la comparació entre els radisonatges previstos i observats a Barcelona, s'ha comprovat com ambdós models habitualment presenten prop de la superfície errors i biaixos més marcats que a nivells superiors. Alhora, prop de la superfície, aquests errors s'han vist més influïts per l'efecte del cicle diürn que no pas per l'augment en l'horitzó de prognosi o el mateix efecte estacional. En l'estrat 700-400 hPa, el model MM5 ha presentat millors resultats, tant d'RMSE com d'ME, mentre que en l'estrat SFC-700 hPa la resposta ha estat diferent segons la variable (especialment pel que fa al valor de l'ME).

De la verificació de la temperatura en superfície de les sortides a 15 km a partir de les dades d'estacions meteorològiques automàtiques, s'ha obtingut que les diferències entre els dos models han estat petites durant els pronòstics vàlids a les 12 i 24 UTC, mentre que a les 6 i 18 UTC hi ha hagut els valors d'RMSE i d'ME més diferents. Cal esmentar que en els quatre períodes de temps estudiats l'error en els dos models s'ha situat entre 2 °C i 4 °C de mitjana pràcticament al llarg de tot l'any.

A l'hora de fer una valoració de tots aquests resultats, és molt important tenir present que per dur a terme aquest treball només s'ha utilitzat un any complet de dades. Les conclusions podrien haver estat unes altres si s'hagués considerat un període d'estudi molt més ampli, cosa que d'altra banda és molt recomanable si es pretén conèixer els

errors propis o intrínsecs dels models.

D'altra banda, és important recalcar que en aquest estudi s'ha optat per treballar amb les mitjanes mensuals de l'error per cercar-ne les tendències estacionals i alhora evitar la problemàtica d'haver de tractar amb un volum massa elevat de dades. Tanmateix, malgrat que tots dos models presenten diferències en l'evolució de l'error diari (la qual cosa no es mostra en aquest treball), s'aprecia en canvi un elevat grau de correspondència en els dies en què presenten els pics d'error principals. Si es té en compte que ambdós models utilitzen les mateixes dades d'inicialització i de condicions de frontera, excepte alguns camps climatològics de superfície, tot sembla apuntar que la principal font d'error serà més aviat provocada per aquestes dades d'escala sinòptica que no pas per deficiències en les simulacions de mesoescala mateixes. De fet, no s'han observat grans divergències entre tots dos models pel que fa als pronòstics, encara que també cal tenir present que la comparació s'ha efectuat a un horitzó de prognosi relativament curt (limitat solament a un període màxim de 24 hores).

Un altre detall important és que, a partir de les configuracions utilitzades (descrites al capítol 2), hom pot comprovar que la simulació de gran escala del model MM5 treballa amb una resolució espacial lleugerament superior a la del MASS, tant horitzontalment (10 km menys de pas de malla) com verticalment (3 nivells sigma més). Ja s'ha comentat que actualment aquests dos models numèrics de mesoescala operatius a l'SMC treballen amb una mateixa resolució.

Com s'ha esmentat al principi d'aquest apartat de conclusions, aquestes tres consideracions (un any de període d'estudi, anàlisi de valors mitjans mensuals, i diferents resolucions espacials dels models) fan possible relativitzar en certa mesura les conclusions que se n'extreuen. Ara bé, tots els resultats presentats en aquest estudi permeten obtenir una comparació prou completa dels models MASS i MM5, si més no per fer-ne una primera valoració. Així, del conjunt de resultats presentats, sembla que, tret d'algunes variables a nivell de superfície, el model MM5 presenta millors resultats durant el període de verificació estudiat, fet que també es pot comprovar a les taules 2 i 3, que mostren els índexs d'error anuals per a cada variable seleccionada segons els dos models. No obstant, les diferències són molt petites, i, tenint en compte que la descripció detallada dels resultats exposada en l'apartat anterior mostra com tots dos presenten virtuts i defectes, cal anar amb compte a l'hora de concloure quin dels dos models és el més adequat. En aquesta direcció, a més d'ampliar el període de verificació a més anys de dades, és interessant dur a terme en un futur una verificació orientada a situacions meteorològiques concretes, a fi de fer palès en quins casos presenta més avantatges utilitzar un model o l'altre.

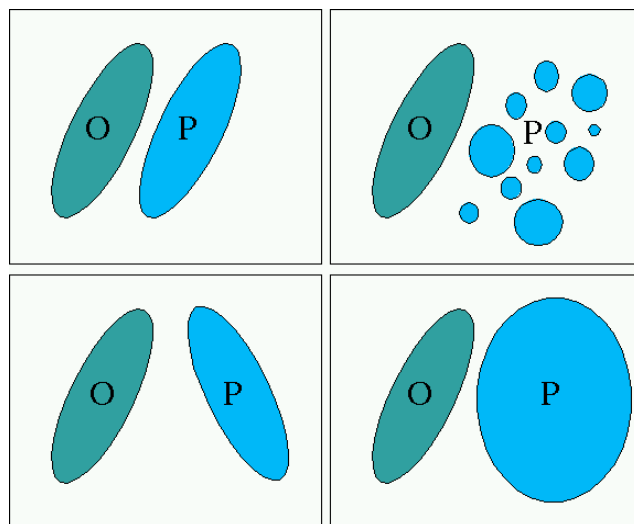
## 4. Verificació de la precipitació

A l'hora de prendre decisions en l'elaboració dels butlletins meteorològics de pronòstic, cada vegada ha anat prenent més importància la utilització del pronòstic quantitatiu de la precipitació (PQP) que els models proporcionen diàriament. Per tant, cal dur a terme una verificació del PQP amb l'objectiu d'avaluar-ne la utilitat en el pronòstic operatiu.

El camp de precipitació és altament discontinu en l'espai i en el temps, i aquesta característica dificulta trobar un mètode adient per dur-ne a terme la verificació. Els mètodes emprats tradicionalment sovint no donen uns resultats consistents amb la percepció subjectiva que es té de la qualitat d'un pronòstic. D'altra banda, el mètode de verificació escollit dependrà dels components concrets del PQP que es volen avaluar i de la finalitat que es persegueix en fer-ho.

Com ja s'ha fet explícit en altres capítols d'aquest treball, la verificació d'un pronòstic és el procés per determinar-ne la qualitat. El procediment que tradicionalment s'utilitza per verificar pronòstics espacials consisteix a computar taules de contingència a partir de la correspondència del conjunt de parelles previsió/observació. Un cop s'obtenen aquestes taules, es calculen diferents índexs de verificació per avaluar el pronòstic (a l'apèndix B s'explica com es creen les taules de contingència i com es defineixen els diferents índexs de verificació emprats en aquest estudi).

Cal tenir present que la utilització de taules de contingència implica un seguit de limitacions a l'hora d'extreure conclusions. Si bé aquest mètode conceptualment és entenedor i tècnicament fàcil d'implementar, sovint pot no reflectir correctament allò que realment es vol avaluar a causa de la multidimensionalitat del problema. Dit d'una altra manera, es pot produir una pèrdua d'informació en el procés de verificació, informació que d'altra banda pot ser rellevant en el problema tractat (Murphy i Winkler, 1987; Murphy, 1991).



**Figura 55.** Exemples de camps de precipitació prevista (P) per a un mateix camp de precipitació observada (O). Malgrat les diferències entre les quatre estructures previstes, tots quatre donen els mateixos valors dels índexs de verificació:

$$POD = 0; FAR = 1; CSI = 0$$

entenedor i tècnicament fàcil d'implementar, sovint pot no reflectir correctament allò que realment es vol avaluar a causa de la multidimensionalitat del problema. Dit d'una altra manera, es pot produir una pèrdua d'informació en el procés de verificació, informació que d'altra banda pot ser rellevant en el problema tractat (Murphy i Winkler, 1987; Murphy, 1991).

La figura 55, on apareixen diferents exemples d'àrees de precipitació prevista i observada, és un exemple aclaridor d'aquesta problemàtica. Tots els quatre casos que s'hi mostren presenten els mateixos valors per als índexs de verificació:  $POD=0$ ;  $FAR=1$ ;  $CSI=0$ . És evident, però, que el primer cas aporta una informació més ajustada a la realitat que els altres tres casos, i, per tant, és de més utilitat a l'hora d'elaborar el pronòstic. Així doncs, en aquest

cas el procediment tradicional ha estat incapaç de capturar aquesta informació. Es conclou, per tant, que, quan la distribució espacial de la parella previsió/observació és rellevant en el problema tractat, la tècnica de les taules de contingència i els índexs de verificació es mostra inadequada.

Justament per tenir en compte aquesta problemàtica, darrerament han aparegut nous mètodes de verificació orientats a objectes. Alguns consisteixen a identificar àrees de precipitació prevista i observada i, a partir de la seva correspondència, determinar el desplaçament, la rotació o d'altres paràmetres (Brown *et al*, 2002). En altres mètodes, el desacord entre previsió i observació es descompon en el desajust a causa del desplaçament de les estructures, de la quantitat de precipitació i del desacord residual (Hoffman *et al*, 1995; Ebert i McBride, 2000).

En aquest apartat del treball, s'ha dut a terme una anàlisi comparativa entre les sortides dels camps de precipitació dels tres models de mesoescala disponibles a l'SMC: MASS, MM5 i LM. Les característiques de tots plegats han estat descrites al capítol 2.

## 4.1 Dades i metodologia

En qualsevol procés de verificació, primer cal definir la col·lecció de parelles previsió/observació utilitzades. El tipus d'elecció d'aquestes parelles i el mètode utilitzat per comparar-les determinarà força els resultats que s'obtinguin. A continuació, es fa explícit com s'ha fet tot això en aquest treball.

Com a observació, s'han utilitzat les anàlisis de precipitació acumulada en 24 hores generades a partir de les dades pluviomètriques de 190 estacions meteorològiques automàtiques de l'SMC (figura 56), per a la qual cosa s'ha emprat el mètode d'interpolació de Barnes (Barnes, 1964; Koch *et al*, 1983). El resultat obtingut és un camp de precipitació centrat a Catalunya i representat per una xarxa de 32 x 24 punts, amb un espaiat de 12 km de pas de malla.

Com a previsió, s'han utilitzat els camps previstos de precipitació acumulada en 24 hores amb les simulacions de les 00 TU dels models MASS (a 15 km), MM5 (a 15 km) i LM (a 7 km). Aquests camps s'han interpolat aplicant la tècnica de *cubic-splines* (De Boor, 1978) a una malla de les mateixes característiques que les anàlisis abans esmentades.

A causa de la variabilitat estacional de la precipitació en la zona estudiada i els seus possibles efectes en el procés de verificació, també s'ha utilitzat un any de dades per dur a terme aquesta anàlisi comparativa (juny de 2003 – maig de 2004). D'altra banda, tenint en compte que la manca de pluviòmetres damunt la superfície del mar impossibilita



**Figura 56.** Distribució espacial de les estacions meteorològiques automàtiques de l'SMC utilitzades per fer l'anàlisi de pluja observada.



generar una anàlisi de precipitació satisfactòria en aquesta zona, s'han eliminat tots els punts corresponents a la zona marítima en el procés de verificació.

Una vegada definides les parelles previsió/observació, s'ha cregut oportú fer la verificació del PQP a partir de la combinació de diverses metodologies. D'aquesta manera, s'ha pogut valorar diferents aspectes del pronòstic de la precipitació i fer-ne una verificació més completa.

El primer pas ha consistit a comparar les xarxes de punts dels camps previstos amb les xarxes de punts dels camps analitzats, i a calcular diferents índexs de verificació: POD, FAR, BIAS i CSI o TS (apèndix B). El càlcul d'índexs s'ha dut a terme tant segons la intensitat com segons l'extensió de la precipitació, i s'ha obtingut una verificació general del PQP per als tres models emprats.

El segon pas ha consistit a comparar el màxim de precipitació del camp previst amb el màxim de precipitació del camp analitzat. En aquest punt, s'ha volgut posar l'accent en la informació que el màxim de precipitació pot aportar amb vistes al pronòstic operatiu, especialment en situacions de precipitació extrema, tant des d'un punt de vista quantitatiu com de la localització geogràfica.

En el tercer pas, l'interès s'ha centrat en l'estudi de les estructures de precipitació. Concretament, aplicant una tècnica de *block-matching* (apèndix C), s'han comparat les àrees de precipitació prevista i observada per calcular-ne el desplaçament. A causa de l'alt cost computacional d'aquesta tècnica, l'estudi s'ha centrat només en l'estructura de precipitació situada a l'entorn del màxim de pluja.

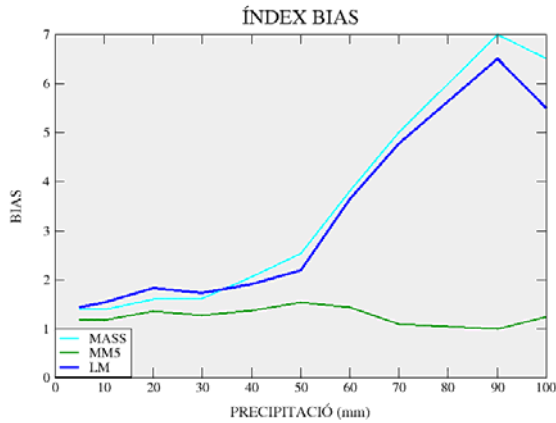
Un cop fets aquests tres passos, s'ha volgut refinar el procés de verificació aplicant ara una tècnica de recalibratge (apèndix D) als camps de precipitació previstos (Casati *et al*, 2004). A partir dels camps recalibrats, s'han tornat a calcular les taules de contingència i s'han obtingut els nous índexs de verificació. L'avantatge d'aplicar aquest mètode és que mitjançant el recalibratge dels camps previstos s'intenten avaluar per separat l'error en la localització de la precipitació i l'error en la quantitat de precipitació. De fet, el procés de recalibratge es pot entendre com una correcció del desajustament de la quantitat de precipitació existent entre l'anàlisi i la previsió, però sense alterar-ne la posició espacial. Per tant, els índexs de verificació així obtinguts permeten donar fe de l'error associat a la diferent forma i posició de les estructures de precipitació. D'altra banda, les funcions de recalibratge obtingudes en la transformació dels camps previstos serviran per conèixer l'error associat a l'acumulació de precipitació.

## 4.2 Resultats

### 4.2.1 Mètodes clàssics

#### 4.2.1.1 Anàlisi quantitativa

A fi d'avaluar si els models pronostiquen més precipitació que no pas s'observa, el quocient entre l'àrea prevista de pluja i la realment observada (BIAS) s'ha representat per a diferents intensitats de precipitació (figura 57), en què destaca el comportament diferenciat que presenta el model MM5 respecte dels altres dos. Així, mentre l'LM i el MASS presenten un increment notable de la sobreestimació per precipitacions superiors a 50 mm/dia, l'MM5 manté uns valors pràcticament estables (lleugerament per sobre d'1) en tot l'espectre d'intensitats. Però aquest resultat no permet aclarir si la sobreestimació és fruit del fet que en els episodis de pluja el model pronostica àrees de precipitació més extenses o,

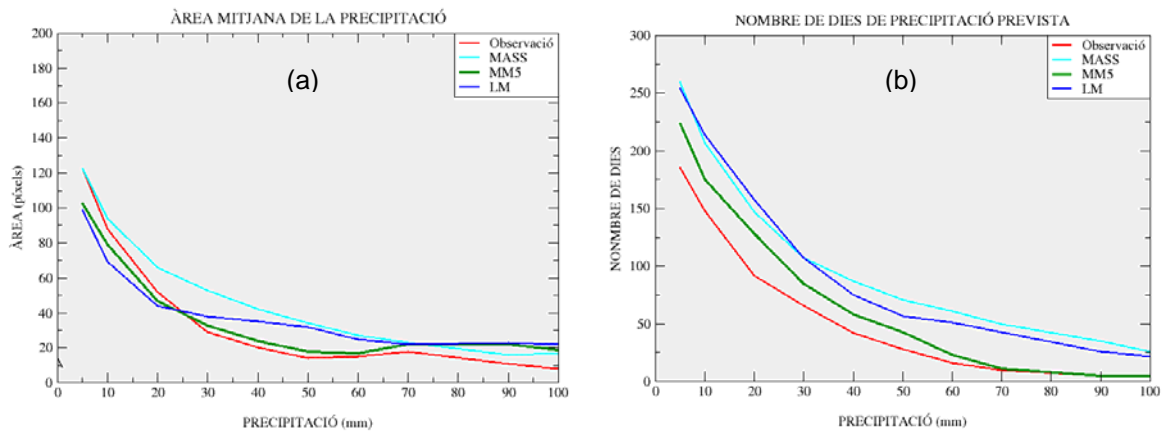


**Figura 57.** Evolució del BIAS segons la precipitació diària per als models analitzats: MASS (blau clar), MM5 (verd) i LM (blau fosc).

simplement, que el model pronostica més dies de precipitació i, per tant, més punts afectats per pluja al llarg de l'any. Per poder esbrinar aquesta disjuntiva, s'analitza tot seguit la figura 58.

La figura 58(a) mostra, per a cada model i per a l'observació, l'àrea mitjana de precipitació segons la intensitat. S'observa com l'MM5 sembla ajustar millor el valor mitjà de les àrees observades, mentre que els altres dos, especialment el MASS en l'interval 10-70 mm/dia, pronostiquen àrees més extenses. No obstant, per als valors superiors a 70 mm/dia, els tres models presenten valors mitjans d'àrees de pluja força semblants, tots lleugerament per sobre del que

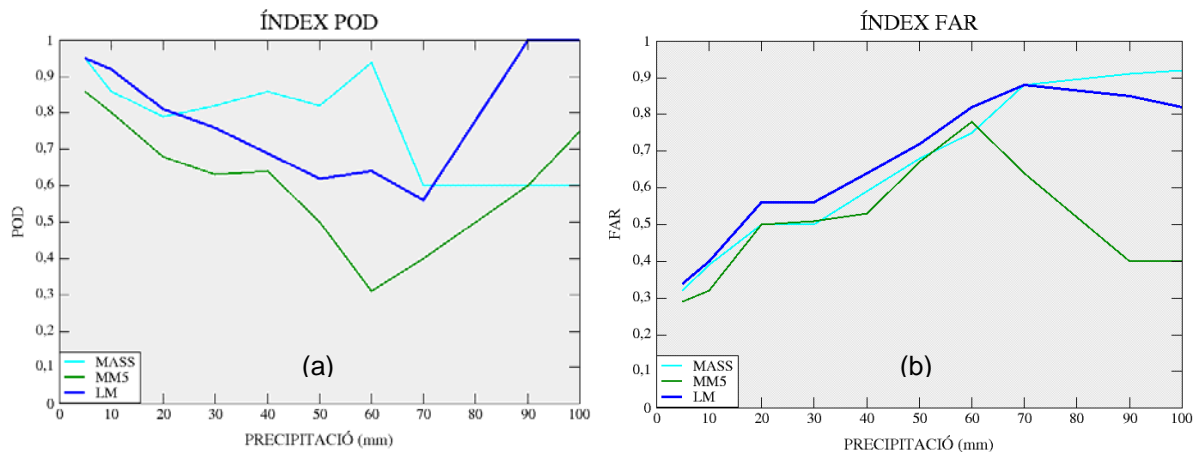
s'observa realment. Analitzant la figura 58(b), que mostra per a cada model i per a l'observació el nombre d'ocasions (dies) en què s'ha superat un determinat llindar de precipitació, es posa de manifest que tant l'LM com el MASS pronostiquen sempre més casos de pluja que no s'observen. L'MM5 dona una sobreestimació menor, i fins i tot aquest biaix acaba desapareixent per a les precipitacions superiors a 70 mm/dia.



**Figura 58.** Comparació entre la precipitació diària observada i la pronosticada pels tres models: (a) àrea mitjana afectada (en nombre de píxels) segons la precipitació diària; (b) nombre de dies en què s'ha superat un cert valor de precipitació diària.

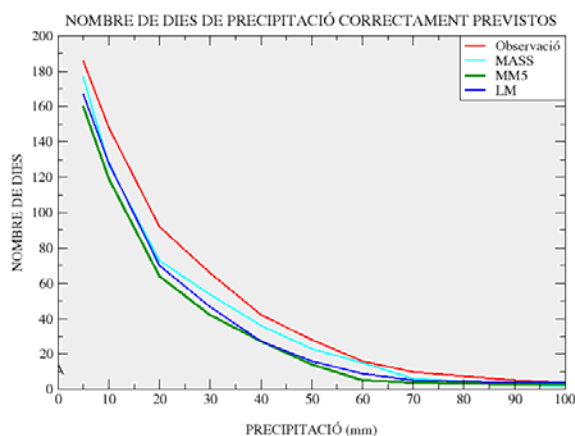
Així, a partir dels resultats mostrats a les figures 57 i 58, es pot afirmar que per a les acumulacions superiors a 50 mm/dia, que és el llindar a partir del qual es defineixen a l'SMC les pluges molt abundants i extremadament abundants (SMC, 2003), l'LM i el MASS sobreestimen la precipitació molt per sobre de l'MM5 perquè pronostiquen més episodis amb pluja per damunt d'aquesta quantitat, i no pas perquè pronostiquin àrees més extenses que les donades per l'MM5. Cal tenir present, però, que això no implica forçosament que el model MM5 es comporti millor en situacions de precipitació més intensa, ja que l'índex BIAS no té en compte si hi ha correspondència o no entre la pluja prevista i l'observada (és a dir, l'encert en el pronòstic). Només es pot dir que durant un

període de temps prou llarg (de juny de 2003 a maig de 2004, en aquest cas) sembla que l'MM5 és un model més realista en el sentit que ajusta millor el nombre d'episodis de pluja intensa. D'altra banda, també cal tenir present que el fet d'analitzar casos més extrems implica que la mostra de dades serà més aviat petita, i la possibilitat de cometre errors és més gran. En canvi, per a quantitats diàries de precipitació menys extremes es disposa de molts més casos, i de ben segur que l'anàlisi de resultats serà més concloent. Precisament, per a les acumulacions menors a 50 mm/dia, que són les pluges minses, poc abundants i abundants segons el criteri de l'SMC (SMC, 2003), ja s'ha establert que s'observa una tendència de tots tres models a sobreestimar el nombre de dies de precipitació (figura 58(b)), encara que hi ha més variabilitat en el valor mitjà de les àrees segons la intensitat i el model (figura 58(a)).



**Figura 59.** Evolució segons la precipitació diària pronosticada pels tres models analitzats dels índexs: (a) POD; (b) FAR.

Els resultats anteriors s'han analitzat sense tenir en compte si hi havia o no encert, és a dir, correspondència entre punts predits i observats. Justament per tractar això, s'han comparat els camps de precipitació prevista i observada píxel a píxel, i s'han calculat els índexs POD i FAR (figures 59(a) i 59(b), respectivament). Estudiant les corbes d'evolució d'aquests índexs segons l'acumulació diària, s'observen canvis sobtats de comportament,



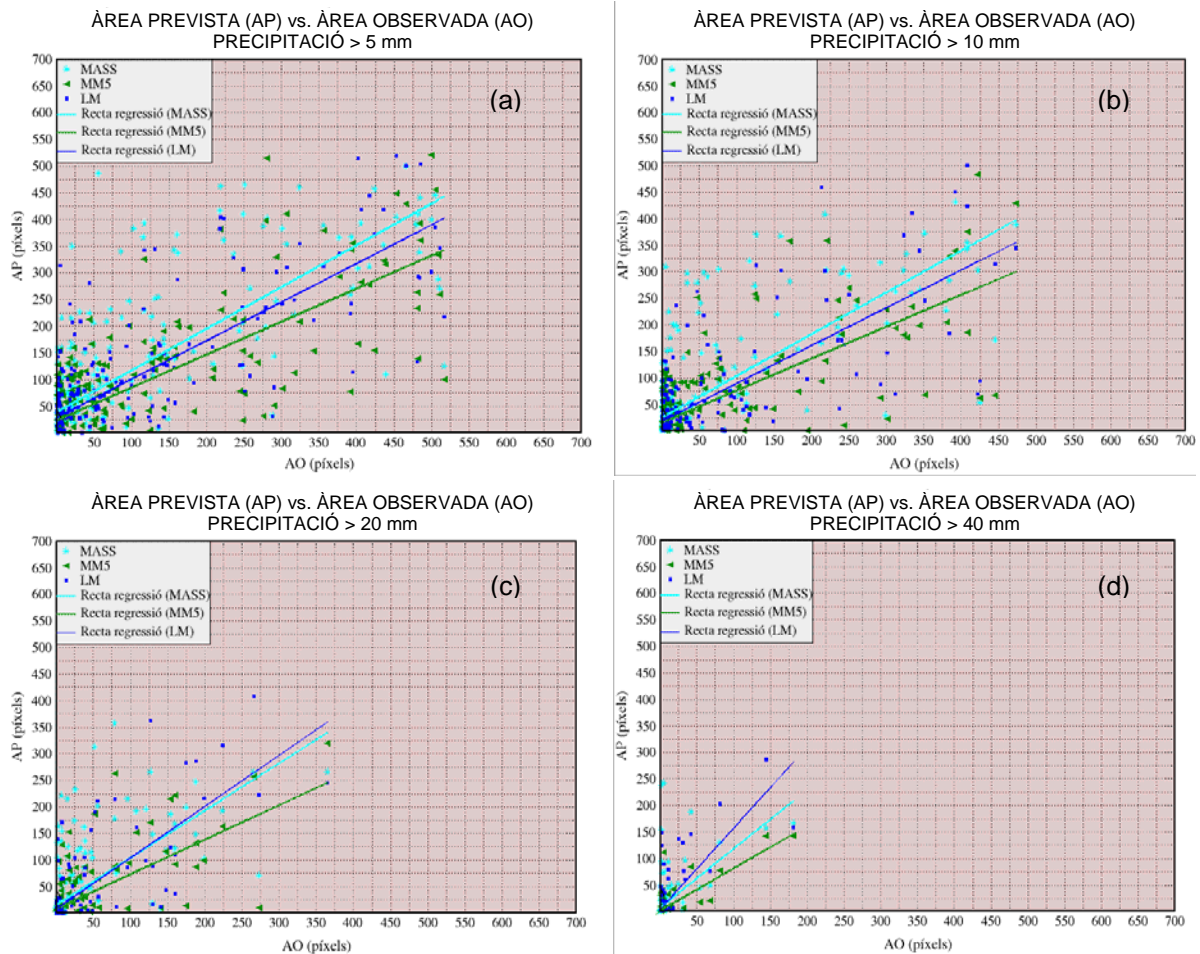
**Figura 60.** Nombre de dies observats i nombre de dies correctament pronosticats en cada un dels models analitzats segons la precipitació diària.

més aviat atribuïbles al fet de disposar d'una base de dades massa limitada, especialment per a intensitats de precipitació elevades. Per evitar interpretacions incorrectes, en comptes del càlcul del POD i del FAR, s'ha cregut convenient tornar a l'anàlisi de la figura 58(b) i complementar-la amb la figura 60, on respectivament es representen el nombre de dies amb una precipitació prevista superior a un determinat llindar i quants d'aquests dies s'han detectat correctament. Es pot avaluar, d'aquesta manera, el grau de detecció i de falses alarmes sense perdre de vista el nombre absolut de casos, i alhora es poden eliminar les oscil·lacions no desitjades fruit de tractar amb nombres massa petits.

Com ja s'ha esmentat anteriorment, la figura 58(b) evidencia que l'LM i el MASS presenten per a tots els llindars de precipitació un clar biaix positiu pel que fa al nombre de dies pronosticats. Aquest comportament es tradueix en una major detecció dels dies (figura 60), especialment pel que fa al MASS entre els 20 i 70 mm/dia. L'MM5 sempre evidencia un biaix menor en el nombre de dies pronosticats, que acaba per desaparèixer a partir de precipitacions superiors a 70 mm/dia, i això sense empitjorar la seva capacitat de detecció respecte dels altres dos models. Per tant, sí que es pot dir que per a les acumulacions superiors a 70 mm/dia l'MM5 s'ha comportat millor que l'LM i el MASS, ja que permet garantir un baix nombre de falses alarmes sense que la detecció se'n ressenteixi apreciablement. De tota manera, cal tornar a insistir en el baix nombre de casos disponibles durant el període d'estudi (un any) en què s'ha superat aquest llindar, i en com això pot afectar la validesa dels resultats.

#### 4.2.1.2 Anàlisi de la precipitació segons l'extensió

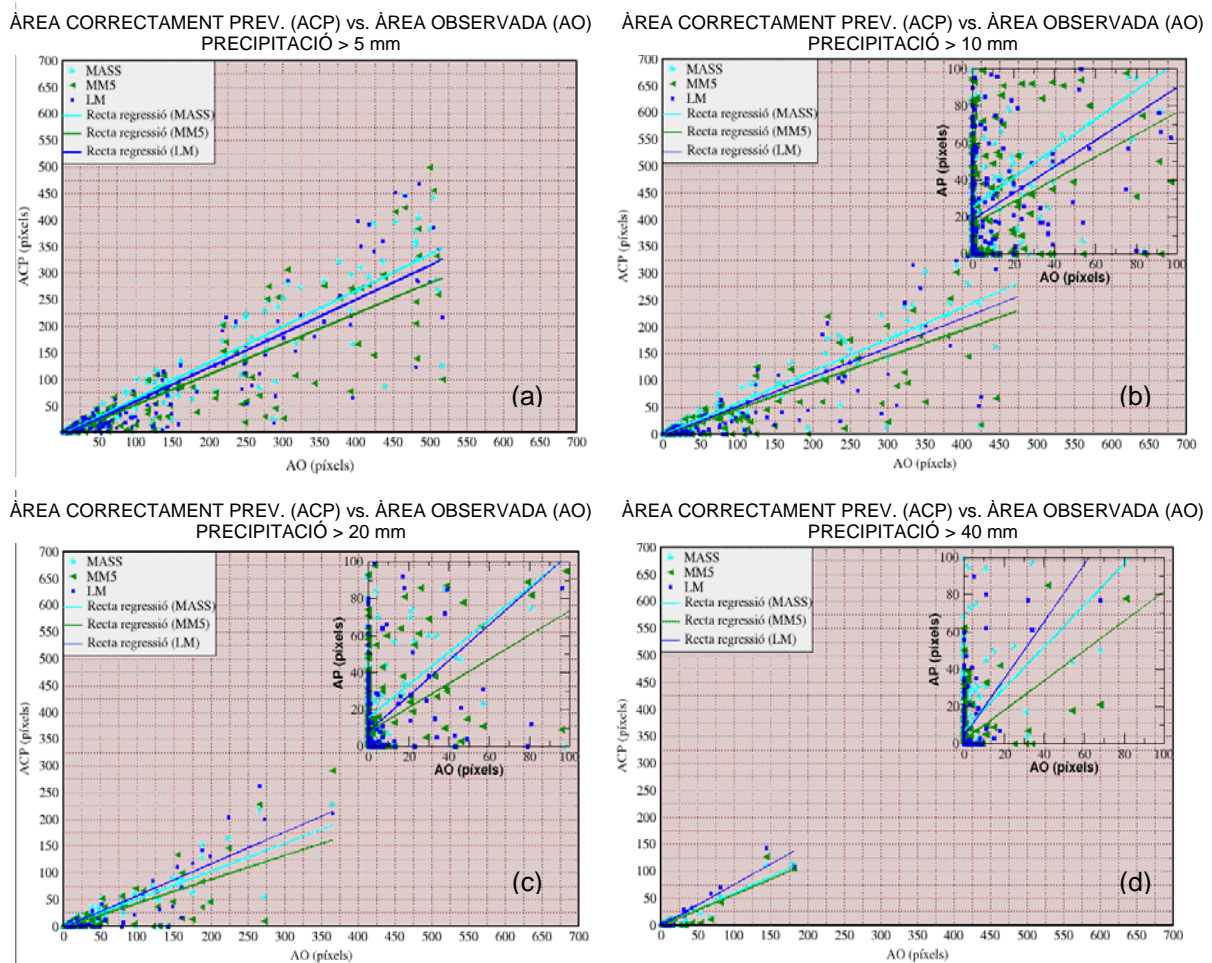
A l'apartat anterior, el comportament dels models s'ha estudiat bàsicament segons la intensitat de la precipitació (acumulació diària), sense descriure si s'observen diferències en el pronòstic i la detecció de la pluja quan aquesta pluja afecta àrees de diferent extensió. En aquest sentit, la figura 61 mostra diversos gràfics de dispersió (*scatterplot*) amb l'àrea de precipitació prevista i observada per a diferents llindars d'intensitat de precipitació (5, 10,



**Figura 61.** Relació entre el nombre de píxels de l'àrea de precipitació observada (AO) i de l'àrea de precipitació prevista (AP) en cada un dels tres models segons un llindar de precipitació diària superior a: (a) 5 mm; (b) 10 mm; (c) 20 mm; (d) 40 mm.



20 i 40 mm/dia), independentment de si les àrees s'encavalquen (encert) o no. El resultat és un núvol de punts (un punt per a cada dia del període d'estudi) que s'ha ajustat mitjançant una recta de regressió per facilitar l'observació de si hi ha alguna mena de biaix segons la mida de les àrees, sense analitzar el grau de dispersió per a cada model. D'entrada, s'aprecia com tots tres models sobreestimen lleugerament les àrees de pluja quan són poc extenses (menys de 75 píxels). En canvi, en intensitats de 5 i 10 mm/dia, tots tres models subestimen les àrees de precipitació quan són extenses (més de 75 píxels), però aquest biaix negatiu tendeix a minvar a intensitats de 20 i 40 mm/dia, i fins i tot l'LM i el MASS arriben a una sobreestimació de les àrees de precipitació.



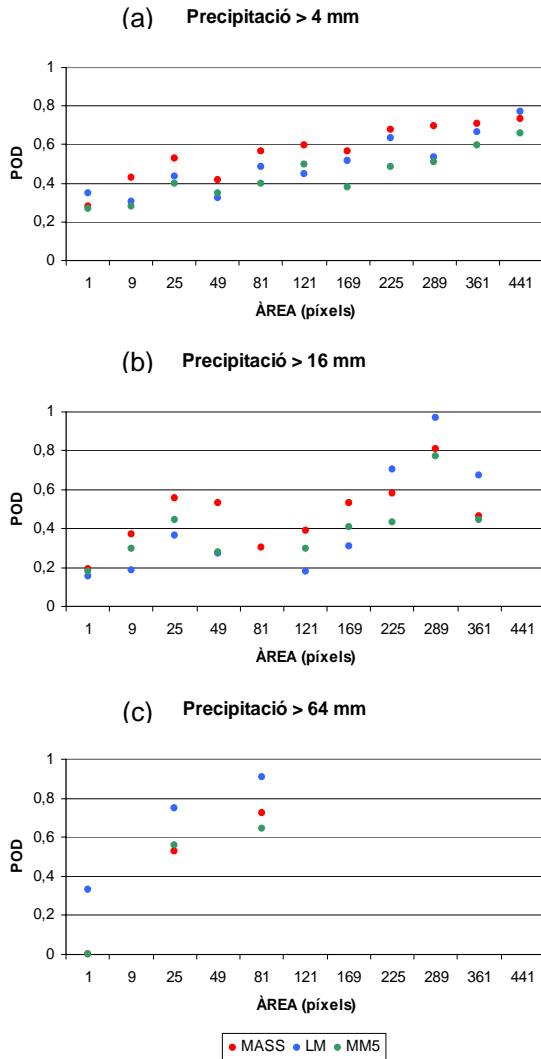
**Figura 62.** Relació entre el nombre de píxels de l'àrea de precipitació observada (AO) i l'àrea de precipitació correctament prevista (ACP) en cada un dels tres models segons un llindar de precipitació diària superior a: (a) 5 mm; (b) 10 mm; (c) 20 mm; (d) 40 mm.

La figura 62 mostra uns gràfics pràcticament idèntics als anteriors, però ara representant l'àrea correctament prevista segons l'àrea observada, cosa que permet comprovar com el model MASS presenta un major grau de detecció en intensitats de 5 i 10 mm/dia, mentre que l'LM maximitza aquesta detecció a intensitats de 20 i 40 mm/dia. Ara bé, recordant els resultats de la figura 61, es pot apreciar com justament els models amb major detecció són els que pronosticaven àrees de precipitació més extenses, i, per tant, els gràfics de la figura 62 són concordants i conseqüents amb els anteriors.

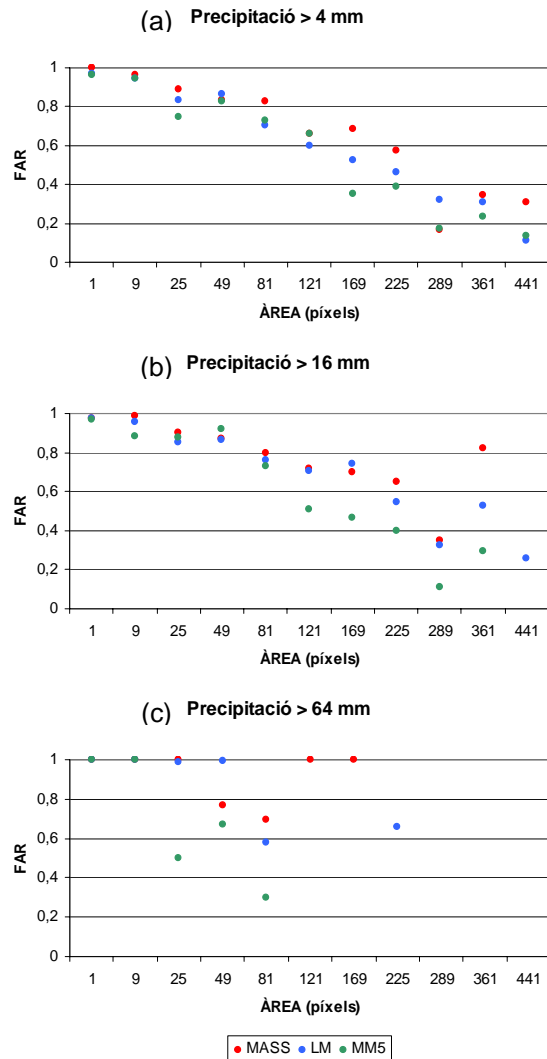
D'altra banda, també s'ha dut a terme una anàlisi dels índexs POD i FAR per a cada model segons la mida de l'àrea de precipitació (figures 63 i 64). Com a resultat general,



s'ha obtingut que la capacitat de detecció (POD) tendeix a ser més alta quan les àrees de precipitació són més extenses, mentre que la raó de falses alarmes (FAR) tendeix en canvi a ser superior quan les àrees amb pluja són petites. Per tant, precipitacions extenses impliquen molta detecció i poques falses alarmes (en definitiva, més encert), mentre que pluges més locals impliquen el contrari (per tant, pitjors resultats). Aquest comportament, fins a cert punt lògic, s'observa, amb major o menor mesura, en tots tres models, i és vàlid per a qualsevol intensitat diària de precipitació.



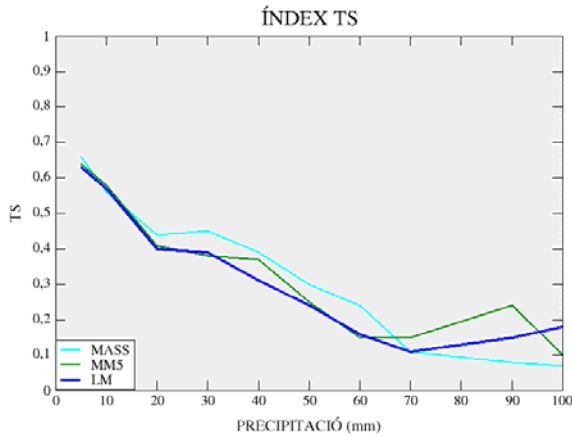
**Figura 63.** Índex POD de les prediccions dels tres models d'acord amb el nombre de píxels amb precipitació (àrea, en escala logarítmica) segons un llindar superior a: (a) 4 mm/dia, (b) 16 mm/dia, (c) 64 mm/dia.



**Figura 64.** Índex FAR de les prediccions dels tres models d'acord amb el nombre de píxels amb precipitació (àrea, en escala logarítmica) segons un llindar superior a: (a) 4 mm/dia, (b) 16 mm/dia, (c) 64 mm/dia.

#### 4.2.1.3 Anàlisi conjunta: quantitat i extensió

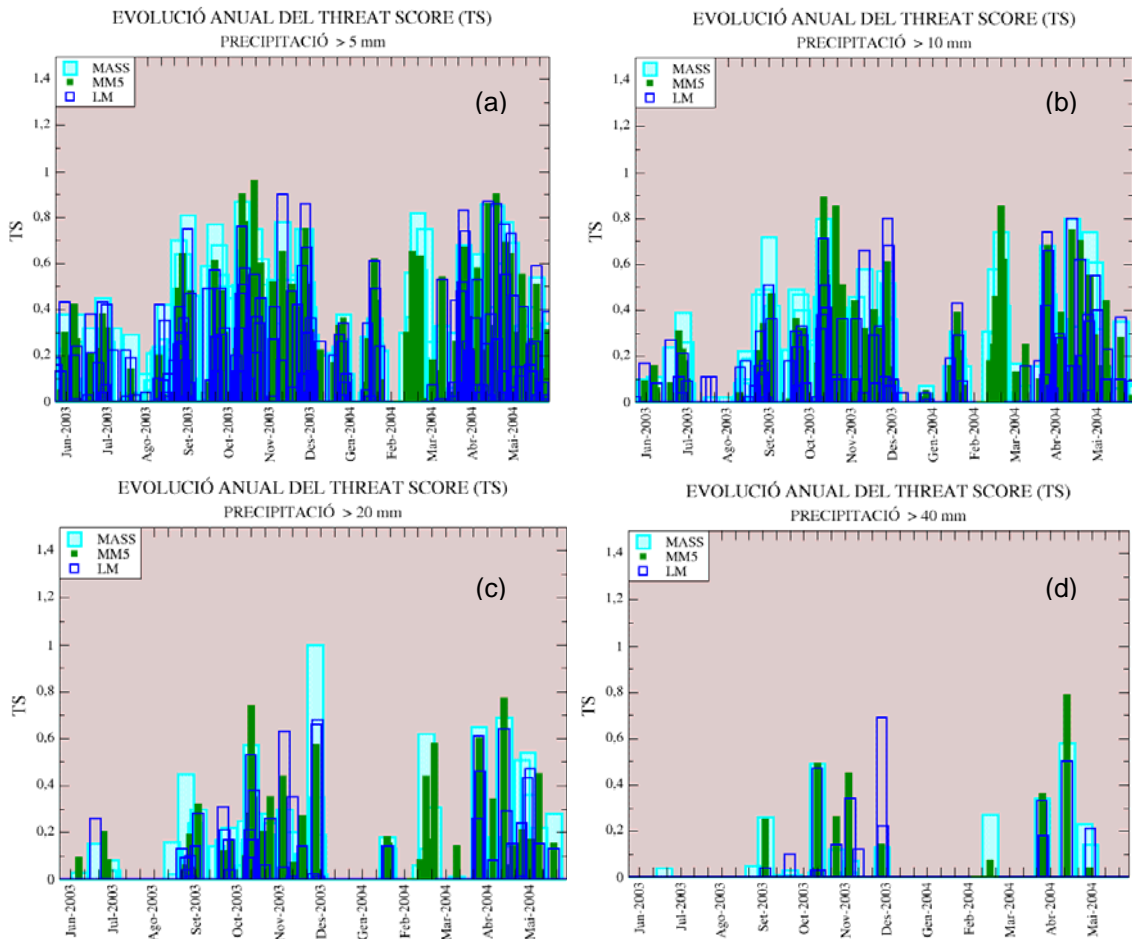
Finalment, com a cloenda d'aquest apartat de mètodes clàssics de verificació del pronòstic de la precipitació, la figura 65 mostra l'índex TS o CSI segons la intensitat de la precipitació. S'observa que en l'interval entre 20 i 70 mm/dia, aproximadament, el model MASS presenta millors resultats, mentre que per sobre d'aquest llindar l'MM5 i l'LM es



**Figura 65.** Valors de l'índex TS (o CSI) amb les prediccions dels tres models segons la precipitació diària.

comporten millor. També cal destacar que, a mesura que augmenta la intensitat diària de precipitació, els models tendeixen, en general, a disminuir el valor de TS, és a dir, a empitjorar els resultats. Una interpretació ràpida d'aquest darrer resultat seria que els models pronostiquen pitjor les acumulacions diàries més altes, però cal tenir en compte que, generalment, els valors elevats d'intensitats diàries de precipitació afecten àrees del territori petites, i aquest fet influeix clarament en els resultats, tal com s'ha establert en els punts anteriors d'aquest apartat.

Aquest fet es posa també de manifest en la figura 66, que representa l'evolució de l'índex TS al llarg de l'any en cada model i per a diferents intensitats diàries de pluja (5, 10, 20 i 40 mm/dia). El major encert (valors de TS més alts) en tots tres models es produeix durant la tardor i la primavera, especialment per a les acumulacions de precipitació més elevades. Justament en aquests dos períodes de l'any s'han produït més episodis amb una acumulació de pluja elevada i,



**Figura 66.** Evolució al llarg de l'any de l'índex TS per als tres models segons un llindar de precipitació diària superior a: (a) 5 mm, (b) 10 mm, (c) 20 mm, (d) 40 mm.

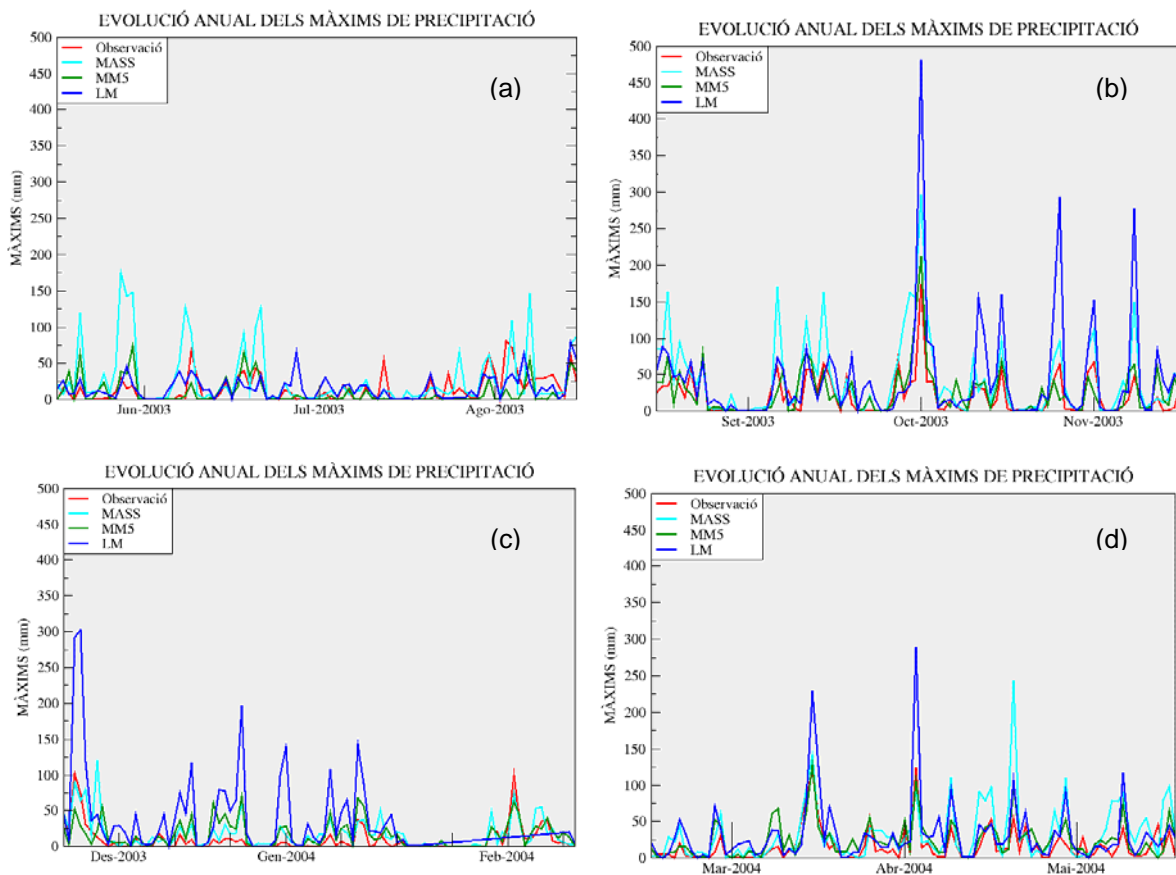
ahora, aquests episodis han estat més extensos. Per tant, la combinació d'aquests dos factors, gran extensió de territori afectat per una intensitat diària de precipitació elevada, proporciona millors resultats, és a dir (encara que sembli una obvietat): els models proporcionen un millor pronòstic de la precipitació quan hi ha condicions més clares i generals per a la formació d'aquesta precipitació. En canvi, a la mateixa figura 66, s'observen, a l'estiu, alguns episodis de pluja molt abundant, però que difícilment afecten grans extensions del territori, de manera que els models proporcionen uns resultats més pobres en aquesta època de l'any.

## 4.2.2 Màxims de precipitació

### 4.2.2.1 Anàlisi quantitativa

Aquest apartat analitza el valor del màxim de precipitació i la seva localització geogràfica. En aquest sentit, la figura 67 mostra l'evolució durant el període considerat dels màxims diaris de precipitació previstos pels tres models i observats independentment de si es corresponen geogràficament, de manera que es pot avaluar la informació que aporten els models quan presenten màxims de precipitació superiors a una determinada quantitat, especialment pel que fa als valors més extrems.

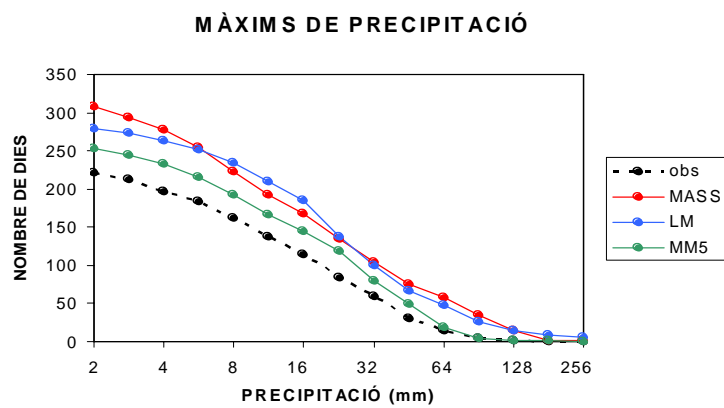
D'entrada, es pot comprovar que, durant tot el període d'estudi, el màxim de precipitació observat ha estat superior als valors pronosticats pels tres models només en 10 ocasions. Per tant, es palesa la tendència dels tres models a sobreestimar els màxims de pluja, especialment l'LM durant la tardor (gràfic b) i el MASS a l'estiu (gràfic a). L'MM5



**Figura 67.** Evolució temporal de la precipitació diària màxima observada i pronosticada en cada model durant: (a) estiu; (b) tardor; (c) hivern; (d) primavera.

presenta, dels tres models analitzats, els valors de precipitació màxima diària menys elevats, i normalment ajusta millor l'ordre de magnitud dels valors màxims observats.

Independentment de les diferències pel que fa al valor quantitatiu dels màxims de pluja, cal destacar l'evolució força paral·lela de totes les corbes, símptoma de l'habilitat dels tres models per pronosticar prou bé els episodis de precipitació. Ara bé, aquest comportament empitjora durant els mesos d'estiu, possiblement com a conseqüència de la dificultat que tenen a l'hora de captar els forçaments locals que són origen, en aquesta època de l'any, d'un alt nombre de precipitacions de caràcter convectiu en l'àrea d'estudi; en aquests episodis, el MASS tendeix a reaccionar més que els altres dos models, i dona valors de precipitació més elevats. En canvi, en aquelles situacions de precipitació provocada per forçaments a més gran escala (ciclogènesi i frontogènesi), tots tres models han funcionat millor en general, i l'LM ha estat el model que ha proporcionat els màxims de precipitació més alts.

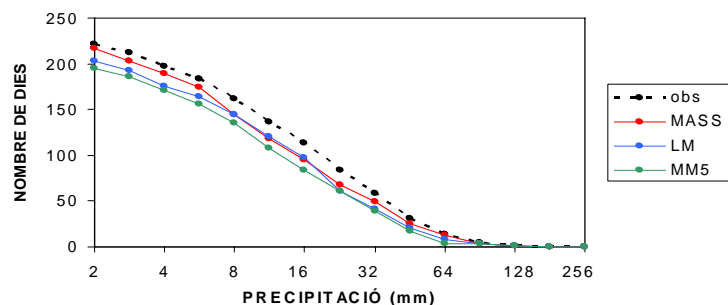


**Figura 68.** Nombre de dies observats i pronosticats en cada model amb un valor màxim de la precipitació diària superior a un llindar (en escala logarítmica).

valors màxims de pluja, tendeixen a sobreestimar també el nombre de dies de precipitació. Aquest comportament es tradueix en una millor detecció en els models que presenten un biaix positiu més marcat (evidentment, si un model pronostica molts dies de precipitació, també serà més fàcil que pronostiqui bé el dia en què realment hi ha precipitació). A més, aquests gràfics també mostren que, com passa a la realitat, els models capten perfectament la clara disminució del nombre de dies de precipitació a mesura que aquesta precipitació és més intensa. Ara bé, cal tenir sempre present que aquest treball ha analitzat només un any de dades, de manera que és difícil deduir conclusions sòlides i fiables, atès que el nombre de casos extrems de precipitació és petit.

A la figura 68 s'hi representa el nombre d'episodis (dies) amb un màxim de precipitació (pronosticat en els tres models i observat) superior a un determinat llindar, mentre que la figura 69 mostra el nombre de dies amb un màxim de precipitació que s'ha pronosticat correctament també per a diferents llindars. Una primera idea a partir d'aquests resultats és que tots tres models analitzats, a més de la tendència ja esmentada abans a sobreestimar els

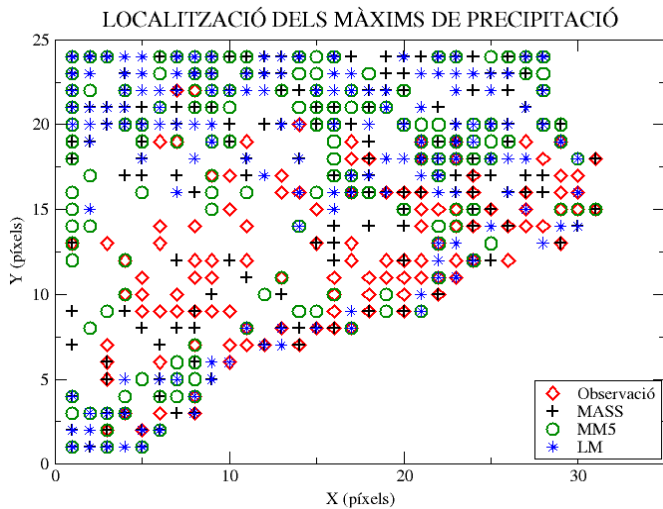
**MÀXIMS DE PRECIPITACIÓ CORRECTAMENT DETECTATS**



**Figura 69.** Nombre de dies observats i correctament pronosticats en cada model amb un valor màxim de la precipitació diària superior a un llindar (en escala logarítmica).

### 4.2.2.2 Distribució espacial

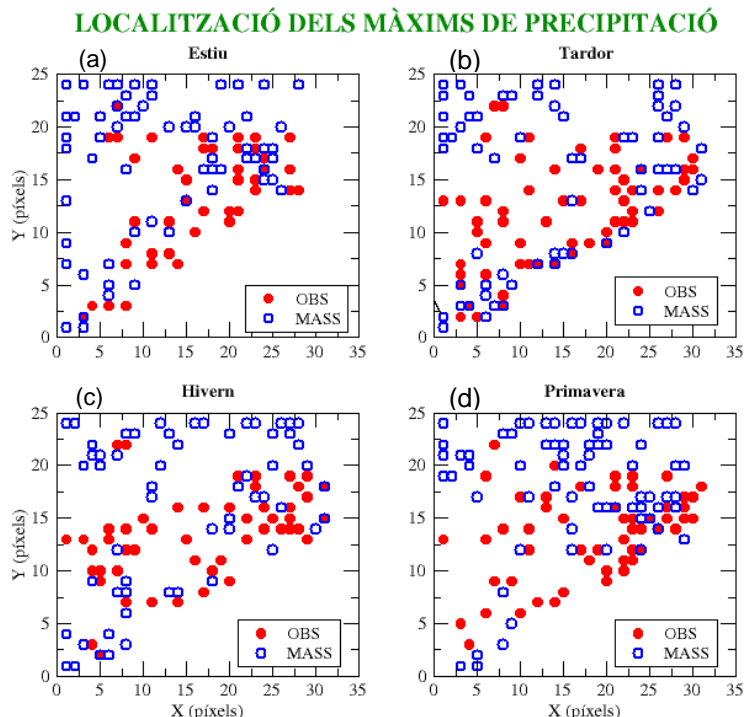
Si a l'apartat anterior s'ha fet l'anàlisi quantitativa del pronòstic de la precipitació sense tenir en compte la correspondència geogràfica entre valor predit i valor observat, tot



**Figura 70.** Localització geogràfica dels màxims de precipitació diària observats i pronosticats en els tres models durant el període analitzat.

seguit s'analiza la distribució geogràfica dels màxims predits i observats de precipitació independentment del seu valor. La figura 70 mostra, en el període analitzat, la posició geogràfica dels valors màxims previstos en els tres models i observats, mentre que les figures 71, 72 i 73 fan el mateix però en cada model per separat (MASS, LM i MM5, respectivament) i tenint en compte les quatre estacions de l'any. En tots aquests gràfics es pot comprovar visualment si els valors màxims predits i observats es concentren aproximadament en els mateixos sectors o si els models presenten preferències a l'hora d'ubicar els màxims predits en unes zones determinades del territori.

D'una banda, s'aprecia que els màxims de precipitació observats estan més homogèniament repartits per tota l'àrea d'estudi. Ara bé, com a conseqüència de la manera de generar les anàlisis de precipitació (explicada a l'apartat 4.1), la distribució de màxims observats té una gran dependència envers la distribució geogràfica de les estacions considerades (figura 56). Així, atès que l'anàlisi no proporcionarà màxims en els punts on

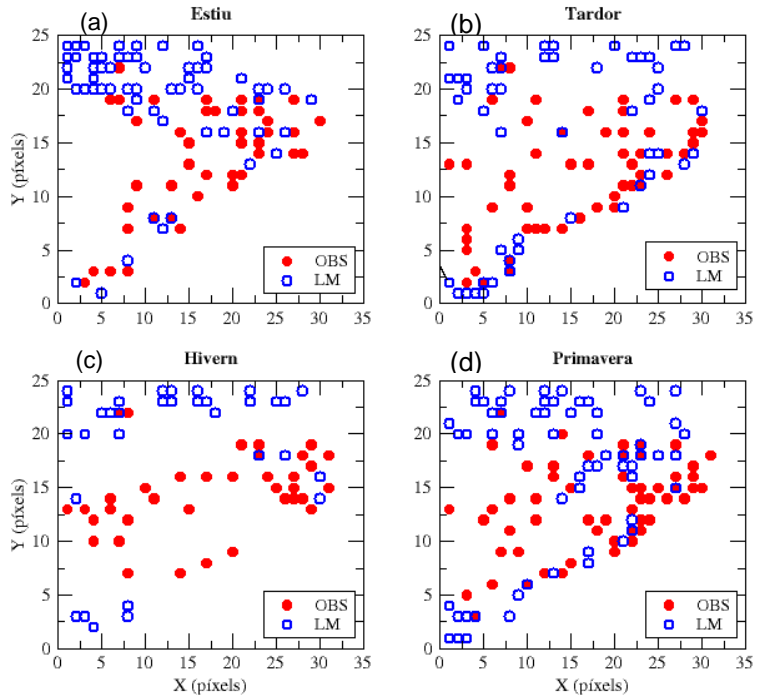


**Figura 71.** Localització geogràfica dels màxims de precipitació diària observats i pronosticats en el model MASS segons l'estació de l'any: (a) estiu; (b) tardor; (c) hivern; (d) primavera.

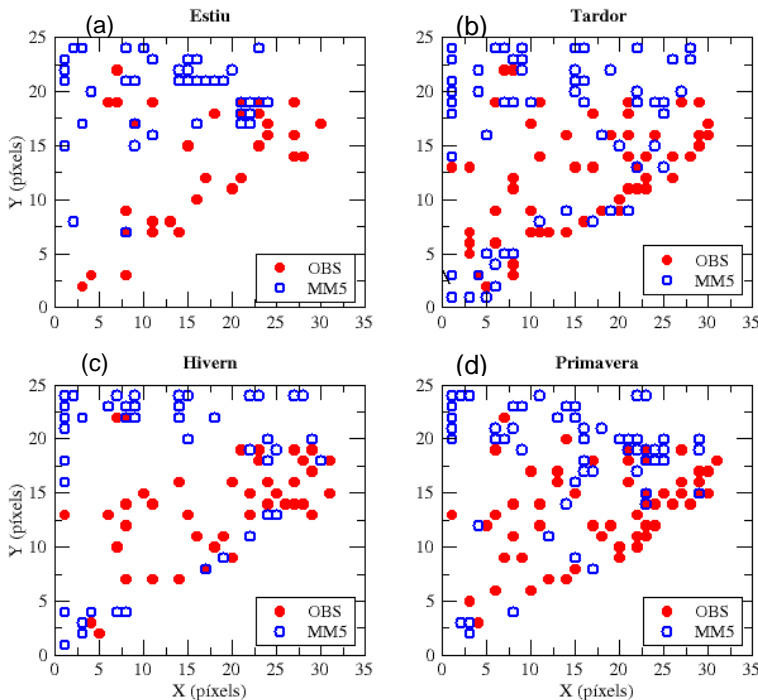


**LOCALITZACIÓ DELS MÀXIMS DE PRECIPITACIÓ**

**Figura 72.** Localització geogràfica dels màxims de precipitació diària observats i pronosticats en el model LM segons l'estació de l'any: (a) estiu; (b) tardor; (c) hivern; (d) primavera.



**LOCALITZACIÓ DELS MÀXIMS DE PRECIPITACIÓ**



**Figura 73.** Localització geogràfica dels màxims de precipitació diària observats i pronosticats en el model MM5 segons l'estació de l'any: (a) estiu; (b) tardor; (c) hivern; (d) primavera.

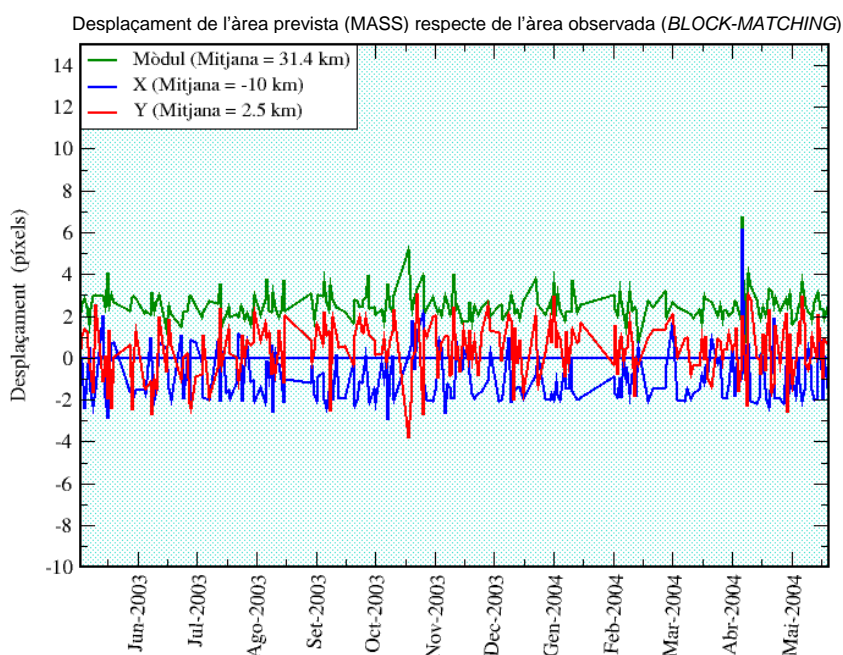
no hi ha estacions, la dispersió de màxims de precipitació observada en les regions amb una baixa densitat de pluviòmetres serà de ben segur més baixa que la realitat. Malgrat aquesta limitació, es pot veure com hi ha veritables llacunes on els models amb prou feines col·loquen màxims de precipitació, com ara la depressió Central, mentre que hi ha altres zones del territori on els models tendeixen a concentrar molts màxims, com al Pirineu i a

les comarques del nord-est i del litoral. Quan es comparen per separat els màxims pronosticats per cada model amb el valor observat, i a més es fa per a cada estació de l'any (figures 71, 72 i 73), s'observa millor que els models MM5 i LM presenten una excessiva dependència de l'orografia a l'hora de situar els seus màxims, mentre que el MASS és el model que pronostica els màxims de precipitació més repartits dins del domini d'estudi.

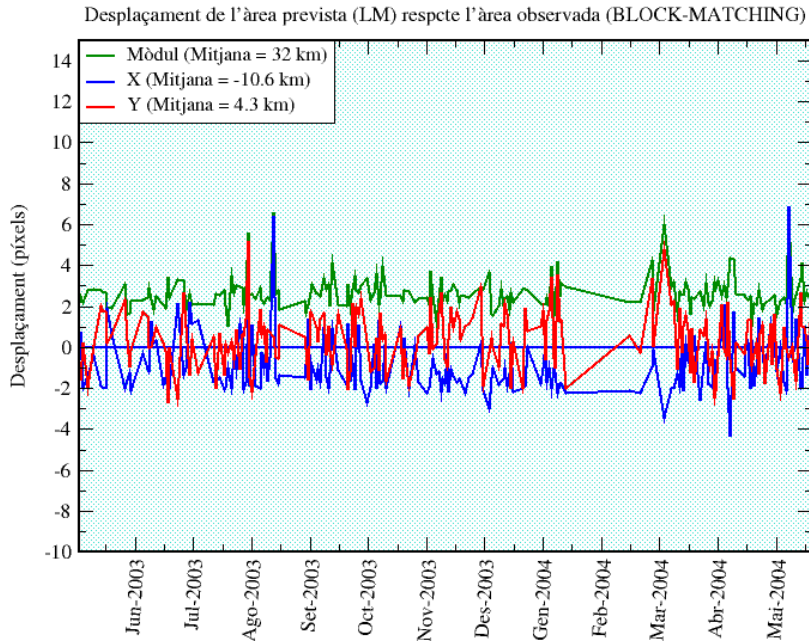
Per acabar aquest apartat, cal insistir un altre cop sobre com poden afectar els resultats obtinguts les limitacions existents en els camps de precipitació analitzada. Per exemple, s'ha esmentat que els models concentren a l'àrea del Pirineu un nombre elevat de màxims de precipitació. Ara bé, a partir de la figura 56, es comprova també que aquesta és justament una de les àrees geogràfiques amb una densitat més baixa d'estacions. En aquest sentit, i per a les pròximes fases de verificació, és aconsellable incorporar les dades de les estacions nivometeorològiques automàtiques d'alta muntanya per intentar minimitzar aquest efecte. No cal dir que l'ús de camps de precipitació obtinguts a partir d'imatges de radar (o de la combinació d'imatges de radar més dades pluviomètriques d'estacions de superfície), que es podrà fer en un breu termini de temps, també ajudarà a millorar la qualitat general de la distribució espacial de la precipitació observada, i que això repercutirà no solament en l'estudi de la distribució geogràfica dels màxims de pluja, sinó en tot l'estudi de la verificació de la precipitació.

#### 4.2.3 Block-matching

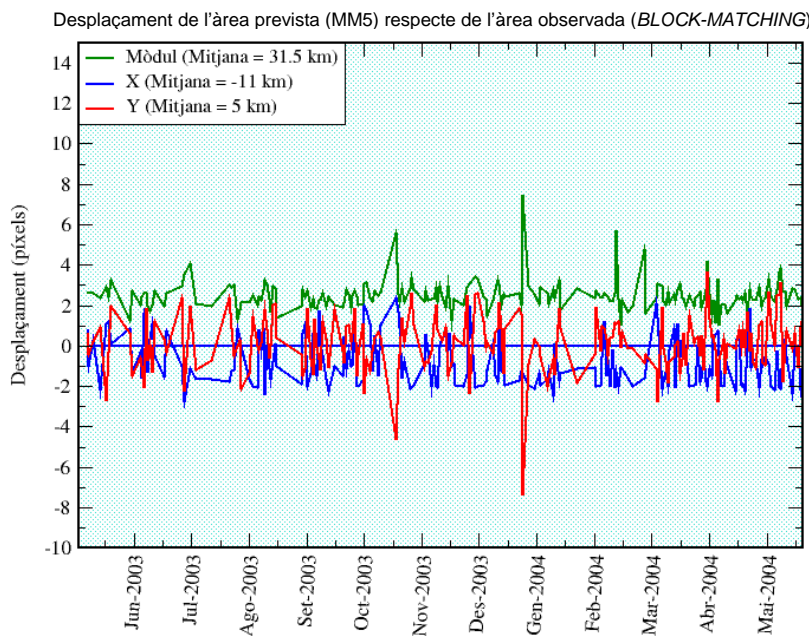
Mitjançant la tècnica del *block-matching* (apèndix C), s'ha avaluat el desplaçament dels patrons de precipitació, amb èmfasi en la forma o textura del camp de pluja centrat en el màxim observat. Les figures 74, 75 i 76 mostren, en cada model analitzat (MASS, LM i MM5, respectivament), els components i el mòdul del vector desplaçament diari, amb la qual cosa s'obté també el valor mitjà dels tres paràmetres per a tot el període. Els tres models presenten resultats semblants respecte del mòdul mitjà del vector desplaçament, amb un valor inferior als 3 píxels (els píxels són de 12 km x 12 km), però puntualment s'observen diferències importants en alguns episodis. Respecte al sentit i la direcció del vector desplaçament, els tres models també coincideixen força en els valors mitjans, amb un component X negatiu i un component Y positiu, que defineixen un vector desplaçament



**Figura 74.** Evolució temporal del desplaçament mitjà diari (en píxels) en el model MASS segons el mètode *block-matching*, obtenint el mòdul mitjà del vector desplaçament i la desviació mitjana respecte els eixos x i y.



**Figura 75.** Evolució temporal del desplaçament mitjà diari (en píxels) en el model LM segons el mètode *block-matching*, obtenint el mòdul mitjà del vector desplaçament i la desviació mitjana respecte dels eixos x i y.



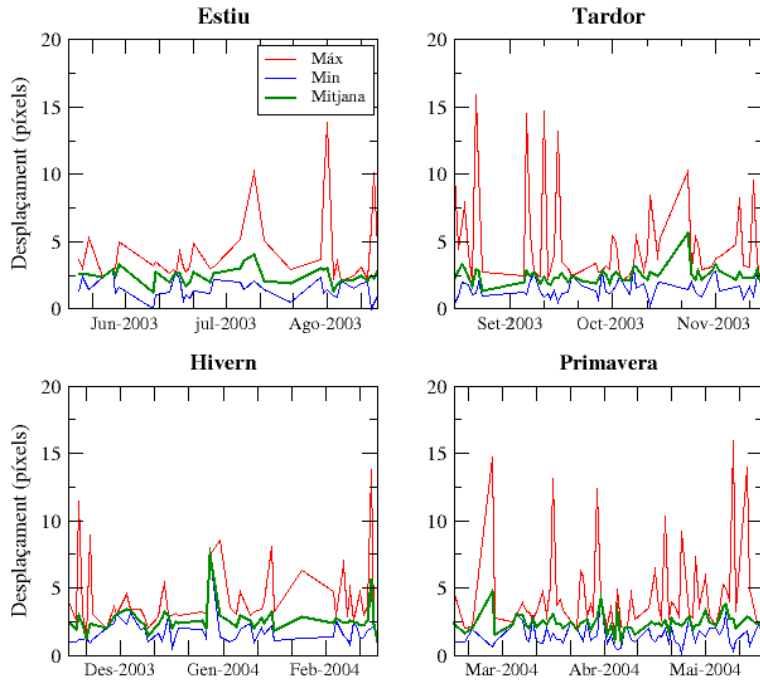
**Figura 76.** Evolució temporal del desplaçament mitjà diari (en píxels) en el model MM5 segons el mètode *block-matching*, obtenint el mòdul mitjà del vector desplaçament i la desviació mitjana respecte els eixos x i y.

orientat al NW. Aquesta orientació es pot associar al predomini d'un gran nombre de màxims de precipitació previstos pels models a l'extrem nord-occidental del domini (cap al Pirineu occidental), tal com s'esmenta en el punt anterior, però no es pot dir que el model sistemàticament desplaci les estructures de precipitació cap al nord-oest, ja que a les figures 74, 75 i 76 s'observa la fluctuació dels components del vector de desplaçament al llarg de l'any, fins i tot amb canvi de signe.

Atès que el mètode de *block-matching* computa el vector desplaçament per a cada un dels píxels d'una determinada finestra de referència, s'ha cregut oportú representar, en cada model i per a cada una de les 4 estacions de l'any, els valors màxim, mínim i mitjà del mòdul del conjunt de vectors de desplaçament (figures 77, 78 i 79 per al MASS, l'LM i l'MM5, respectivament). Així, en aquells casos en què el mòdul màxim és notablement superior al mòdul mitjà, caldrà entendre que, a més d'una translació o desplaçament de

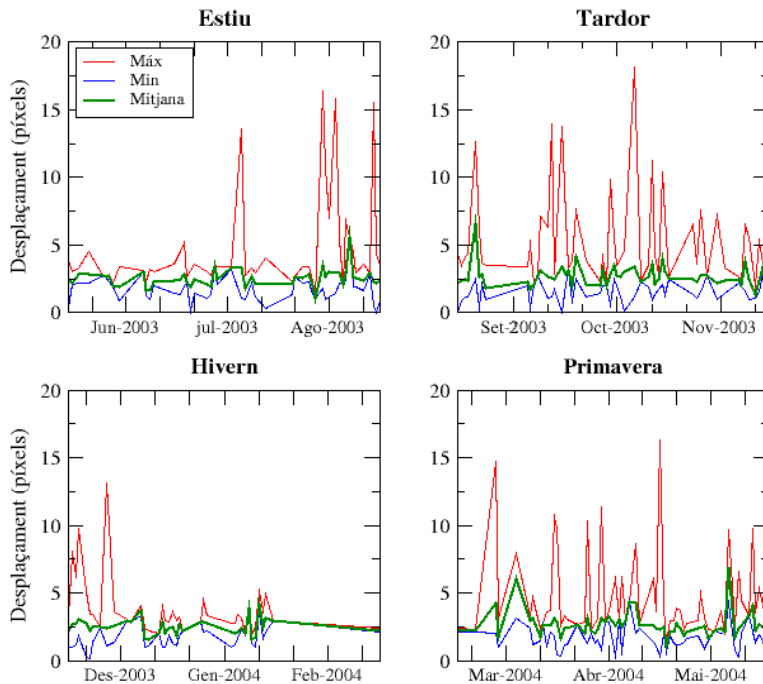
l'estructura de precipitació, també hi ha una rotació o deformació d'aquesta estructura. Per tant, i deixant de banda el desplaçament en si, en aquests casos hi haurà alhora una baixa correlació entre els patrons de pluja prevista i observada. A les figures s'aprecia que aquest fenomen esdevé preferentment durant la primavera i la tardor. Tenint en compte que precisament durant aquests dos períodes de l'any és quan s'ha enregistrat un major nombre d'episodis de precipitació extensa amb la presència de diferents màxims relatius, és fàcil pensar que el procés de correlacionar les estructures de pluja serà més complicat a causa de la complexitat de les estructures mateixes, i que aquesta característica comporta l'aparició de pics del valor màxim del mòdul del vector desplaçament.

**MODUL DEL DESPLAÇAMENT (MASS) (BLOCK-MATCHING)**

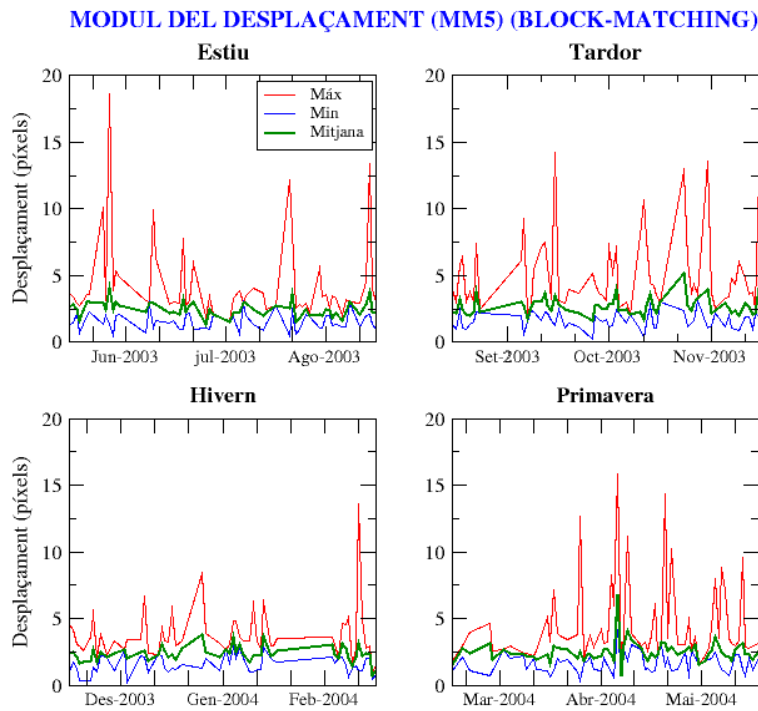


**Figura 77.** Evolució temporal dels valors màxim, mitjà i mínim del mòdul del vector desplaçament obtingut amb el model MASS segons l'estació de l'any.

**MODUL DEL DESPLAÇAMENT (LM) (BLOCK-MATCHING)**



**Figura 78.** Evolució temporal dels valors màxim, mitjà i mínim del mòdul del vector desplaçament obtingut amb el model LM segons l'estació de l'any.



**Figura 79.** Evolució temporal dels valors màxim, mitjà i mínim del mòdul del vector desplaçament obtingut amb el model MM5 segons l'estació de l'any.

Finalment, la taula 4 mostra una anàlisi comparativa entre el vector desplaçament obtingut mitjançant la tècnica del *block-matching* i el vector desplaçament obtingut comparant directament la posició dels màxims previstos i observats. Lògicament, els resultats no són coincidents, però sí que es corresponen quant a sentit i direcció, cosa que en certa manera serveix com a mètode per validar la tècnica del *block-matching*.

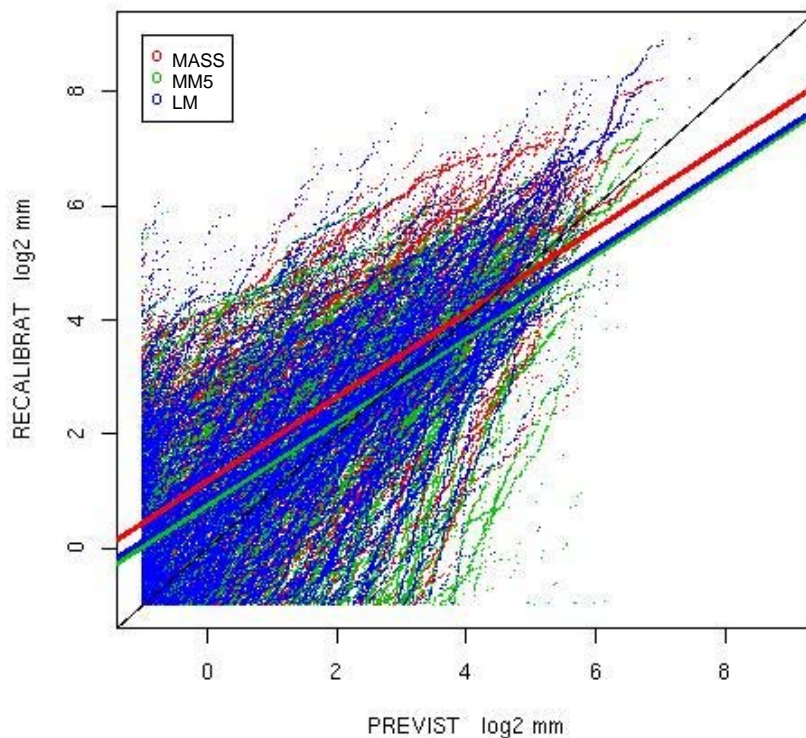
	<b>BM (km)</b>	<b>DM (km)</b>
<b>MM5</b>		
Mitjana dx	-11.1	-39.0
Mitjana dy	5.0	48.8
<b>MASS</b>		
Mitjana dx	-10.0	-15.5
Mitjana dy	2.5	33.6
<b>LM</b>		
Mitjana dx	-10.6	-36.4
Mitjana dy	4.3	45.7

**Taula 4.** Comparativa dels valors del vector desplaçament obtinguts mitjançant la tècnica del *block-matching* (BM) i el desplaçament dels màxims (DM).



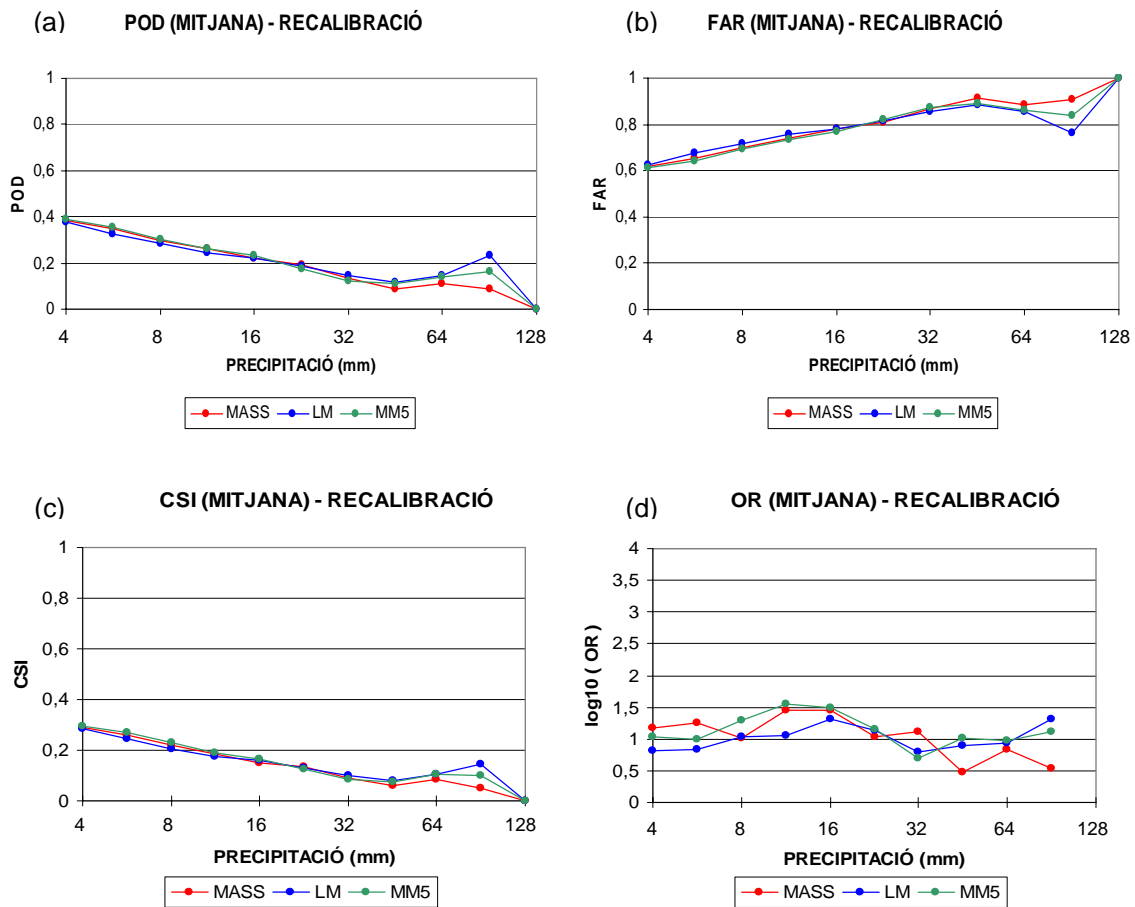
#### 4.2.4 Recalibratge

El principal objectiu del procés de recalibratge (apèndix D) és avaluar l'error de localització dels camps de precipitació. D'altra banda, les corbes de calibratge resultants d'aquesta transformació (figura 80) haurien de donar compte de l'error quantitatiu de la pluja, però l'existència de casuístiques ben diverses durant el període d'estudi fa difícil extreure una corba tipus o característica. Malgrat tot, s'han obtingut les rectes de regressió per a cada model a partir del corresponent núvol de punts, i es pot dir, com a comentari molt general, que s'observa una tendència dels models a sobreestimar les precipitacions més intenses i a subestimar les més febles.



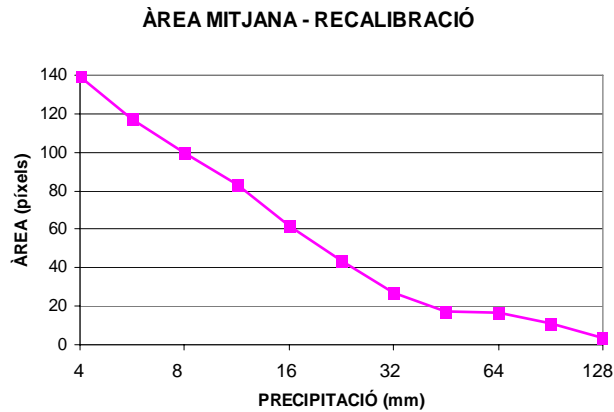
**Figura 80.** Representació gràfica del núvol de punts comparant, en cada model analitzat, el valor previst i el valor recalibrat (és a dir, abans i després del procés de recalibratge). Malgrat que es mostren les rectes de regressió per a cada model, s'intueix la dificultat d'establir una corba de calibratge tipus.

Una vegada els camps de precipitació prevista han estat recalibrats, s'efectua en cada punt de la malla el càlcul de les taules de contingència i dels índexs de verificació per a diferents valors de la precipitació diària. Aquest procés s'ha dut a terme seguint dos procediments diferents: en un cas, s'han sumat les taules de contingència de tot el període d'estudi, i després s'han obtingut els índexs de verificació; en l'altre cas, s'han calculat els índexs diàriament, i després s'han obtingut les mitjanes de tot el període. Aquest últim mètode té l'avantatge de garantir que tots els dies (episodis) pesin igual en el càlcul dels índexs de verificació. En el primer, en canvi, els casos de precipitació extensa tindran un major pes en el valor dels índexs finals, ja que computen amb més punts a la taula de contingència. Ara bé, en cap dels dos procediments s'observen diferències significatives entre els resultats dels models, de manera que només es mostren els gràfics dels índexs obtinguts amb el primer mètode (figura 81). S'hi observa que els tres models analitzats



**Figura 81.** Evolució d'alguns índexs de verificació en els tres models després del procés de recalibratge segons el valor de la precipitació diària (en escala logarítmica): (a) POD mitjà; (b) FAR mitjà; (c) CSI mitjà; (d) OR mitjà.

presenten una disminució del POD i un augment del FAR a mesura que augmenta la intensitat de precipitació diària. Tenint en compte que en àrees grans la detecció és més alta i que en àrees petites ho és la raó de falses alarmes (vegeu la discussió de les figures 63 i 64), el resultat anterior no hauria de sorprendre, ja que les àrees de pluja tant previstes com observades disminueixen a mesura que n'augmenta la intensitat (vegeu 58(a)). Ara bé, dins d'aquest comportament general, potser el que crida més l'atenció dels gràfics 81(a) i 81(b) és l'aparició d'un màxim relatiu de POD i d'un mínim relatiu de FAR entre els valors de 60 i 90 mm/dia, aproximadament. Analitzant els episodis amb aquestes intensitats, s'ha pogut comprovar que hi havia pocs casos amb àrees petites, i dominaven els casos que afectaven àrees relativament extenses. Aquest fet es manifesta a la figura 58(a), ja discutida en un apartat anterior, o també a la figura 82, on el decaïment de l'àrea mitjana afectada per diferents valors de precipitació diària frena en assolir aquestes intensitats, cosa que explica la millora dels índexs (ja s'ha esmentat el comportament d'aquests índexs segons l'àrea de precipitació). Així doncs, l'aparició d'aquests extrems relatius sembla més aviat fruit d'una limitació en la base de dades utilitzada en aquest estudi (i fóra raonable pensar que desapareixeran quan s'analitzi una mostra més àmplia) que no pas una característica intrínseca dels models, cosa que equivaldria a dir que els models es comporten millor precisament en aquest espectre d'intensitats recalibrades.



**Figura 82.** Nombre mitjà de píxels (àrea mitjana) pronosticats en els models que superen un determinat valor de precipitació diària (en escala logarítmica).

Tornant al comportament general observat a la figura 81, a partir dels valors dels índexs POD, FAR i CSI es podria concloure que els resultats empitjoren en acumulacions diàries de precipitació més elevades. Tanmateix, cal tenir present que aquests índexs són molt sensibles a la probabilitat d'ocurrència del fenomen que es pretén avaluar, i que sovint tendiran a ser pitjors a mesura que el fenomen sigui més rar o extrem (és a dir, quan la seva probabilitat d'ocurrència tendeixi a zero), malgrat que això no sigui cert a la pràctica (Woodcock, 1976; Schaefer, 1990; Doswell *et al*, 1990; Marzban, 1998; Göeber *et al*, 2003). Una mostra d'això és l'índex OR que es mostra a 81(d): com que aquest índex no depèn de la freqüència dels successos (apèndix B), no implica un comportament com el descrit abans en els casos extrems. Així, l'índex OR no presenta una tendència clara a empitjorar segons la intensitat de la precipitació. Aquest és, per tant, un exemple clar de com es poden extreure conclusions diferents segons els índexs emprats, de manera que és més adequat, generalment, dur a terme la combinació d'uns quants índexs de verificació per poder contrastar-ne els resultats.

A partir de la figura 81 sí que es pot concloure que els tres models presenten poques diferències pel que fa als errors de localització, i que les diferències més notables vénen, com s'ha vist en els apartats anteriors, dels valors quantitius de la precipitació. Tot i aquesta gran similitud un cop recalibrats els camps, l'LM és el model que presenta resultats lleugerament superiors, i probablement aquest fet té relació amb el fet que l'LM és justament el model que treballa amb una resolució espacial més elevada.

### 4.3 Conclusions

Agrupant els resultats exposats a l'apartat anterior, i analitzant a grans trets els episodis de precipitació englobats en aquest estudi, es poden extreure un seguit de conclusions que reflecteixen el comportament dels tres models estudiats quant al pronòstic quantitatiu de la precipitació.

Ha quedat palesa la tendència de l'LM i el MASS a sobreestimar tant el nombre de dies com les quantitats de precipitació; l'MM5 ha mostrat un comportament més fidel, en mitjana, a l'observació, tot i que això no ha implicat sempre un encert major respecte als altres dos models. Alhora, tots tres models han presentat una tendència a subestimar l'extensió de les àrees de precipitació quan es tracta de pluges minses i poc abundants

seguint la nomenclatura del manual d'estil de l'SMC (SMC, 2003), però en canvi han invertit aquest comportament (sobreestimació) quan les quantitats de precipitació observades han estat més elevades.

També s'ha pogut comprovar que ha estat el valor quantitatiu de la precipitació i el nombre de dies de pluja allò que ha marcat les principals diferències entre tots tres models, mentre que han mostrat un alt grau d'afinitat, de mitjana, en la forma i localització dels patrons o estructures de precipitació.

D'altra banda, s'ha vist com els models han presentat millors resultats, tant pel que fa a la detecció com a la raó de falses alarmes, quan les precipitacions han afectat àrees més extenses i, alhora, la pluja ha estat més intensa. Per tant, quan hi ha hagut condicions més favorables per a la formació de precipitació, tots tres models han respost millor, mentre que ha estat en situacions de precipitació més aviat feble i localitzada quan hi ha hagut els pitjors resultats.

Però, lluny de poder determinar quin model ha demostrat ser el millor, ha quedat clar que es tracta de tres models amb estils o comportaments diferents. D'aquesta manera, segons l'aspecte concret del pronòstic de la precipitació que interessi, serà més adequat un model o un altre, o bé una combinació de tots plegats. Així, el MASS no ha presentat resultats tan òptims com els altres dos models per a precipitacions extremes, però ha donat millors resultats per a la zona intermèdia d'intensitats de precipitació (entre 20 i 70 mm/dia). D'altra banda, ha mostrat una menor dependència de l'orografia i un comportament força adequat quan han dominat situacions d'instabilitat amb poc forçament sinòptic. També cal recalcar que sovint els models sobreestimen els valors de la precipitació, i que, dels tres models, el MASS ha estat el que en determinades situacions meteorològiques ha presentat un comportament més diferenciat.

Pel que fa a l'LM, és un model que garanteix una bona detecció de la precipitació sota règims de pluges amb acumulacions diàries de més de 70 mm/dia. Com a contrapartida, presenta un alt nombre de falses alarmes, i sobreestima excessivament (i aquest potser és el seu principal defecte) els valors quantitatius de la precipitació.

L'MM5, en canvi, ha mostrat un bon equilibri amb el règim pluviomètric observat a l'àrea d'estudi, encara que això no ha estat sempre una garantia d'èxit. A diferència dels altres dos models, sota condicions d'instabilitat no sempre ha donat precipitació, tal com al capdavant sovint passa a la realitat. Això s'ha traduït també en el fet que sigui en moltes ocasions el model amb uns valors de detecció més pobres.

Atesos tots aquests resultats, fóra convenient amb vistes al futur dur a terme un procés de verificació orientat a casos d'estudi per concretar en quins episodis es posen de manifest els diferents punts forts i febles de cada model. Però, per fer això, caldria abans fer una curosa selecció de determinades situacions de temps característiques i millorar també els camps de precipitació analitzats (per exemple, mitjançant l'ús d'imatges de radar i ampliant el nombre de pluviòmetres). En la mateixa línia, fóra preferible treballar amb acumulacions de pluja inferiors a les 24 hores, no només per millorar la resolució temporal d'aquest estudi, sinó també per poder separar millor els diferents tipus d'episodis de precipitació.

D'altra banda, ateses les limitacions observades en el pronòstic quantitatiu de la precipitació, caldria replantejar quina és la utilitat d'aquests camps i quina és la informació que aporten al pronòstic diari. En aquest sentit, haurien de ser d'utilitat les conclusions extretes en aquest treball, i també l'experiència adquirida en l'ús operatiu d'aquests models. A més, també sembla interessant estudiar eines estadístiques que, aprofitant les sortides de pluja dels tres models, permetin la creació de productes amb valor afegit destinats al pronòstic quantitatiu de la precipitació.

No cal dir que tot això hauria de servir per continuar treballant en la millora dels models numèrics de mesoescala, tant pel que fa a l'assimilació de dades com a les parametritzacions. L'experiència i l'aprofitament de les diferents virtuts dels models estudiats hauria d'ajudar a trobar la configuració que millor s'adeqüi a les característiques meteorològiques pròpies del nostre àmbit geogràfic.



## 5. Valoracions finals

A tall de resum de tot allò exposat als capítols anteriors, s'ha volgut incloure un capítol de valoracions finals on s'esmenten algunes de les conclusions més interessants de l'estudi presentat. Seguint l'estructura d'aquest document, es valora la verificació dels models mesoescalars operatius a l'SMC separant els resultats referents a les variables meteorològiques convencionals (presentats al capítol 3) dels referents a la precipitació (presentats al capítol 4).

En la primera part del treball, l'objectiu és verificar les prediccions de variables convencionals proporcionades pels models MASS i MM5 a fi de conèixer-ne els defectes i les virtuts, i aplicar aquest coneixement a les tasques de predicció operativa. Així, s'ha comprovat que les principals diferències entre ambdós models es produeixen a nivells propers a la superfície (amb una clara dependència estacional, ja que donen una diferència superior a l'estiu que a l'hivern); que l'MM5 es comporta millor a nivells alts mentre que el MASS és millor a nivells baixos; que les àrees de muntanya presents al domini considerat influeixen força en el valor de l'error (comparant predicció i observació), i que aquest error també té una forta dependència estacional.

Tal com esmenta l'apartat 3.3, cal tenir en compte tres factors que poden influir en aquesta valoració final de la primera part de l'estudi: la limitació de la base de dades emprada (només s'ha considerat un any de dades), l'ús de valors mitjans mensuals de l'error (no s'ha baixat a l'escala diària) i la diferència en la resolució espacial de les simulacions inicials dels models (no s'han considerat els errors en les dades d'inicialització i propagats cap als models d'alta resolució).

La segona part del treball és la verificació del pronòstic quantitatiu de la precipitació (PQP) dels models MASS, MM5 i LM a fi de conèixer a fons com interpretar els pronòstics de precipitació que subministren en cada simulació i identificar els punts sobre els quals cal treballar en el futur per millorar-ne els resultats. L'estudi comparatiu ha determinat que el MASS i l'LM sobreestimen la precipitació (tant el nombre d'episodis com la quantitat de precipitació), mentre que l'MM5 dona un millor equilibri en valors mitjans; tanmateix, no sempre el model MM5 proporciona uns pronòstics millors que els altres dos models analitzats. D'altra banda, les principals diferències entre models no s'obtenen en comparar la localització de la zona afectada per precipitació, sinó en comparar la quantitat de precipitació predita. A més, els resultats dels tres models milloren quan l'àrea i la intensitat de la precipitació augmenten. Finalment, com queda ben clar a l'apartat 4.3 d'aquest treball, no es pot dir que un model és millor que un altre, sinó que es comporten de manera diferent (segons la intensitat i el tipus de precipitació, les condicions atmosfèriques d'estabilitat o d'inestabilitat, etc.), i cal saber-ho per a la seva interpretació en la predicció operativa.

Com a necessitats futures a partir d'aquesta verificació del PQP, aquest treball ja determina que cal ampliar el període d'anàlisi, que possiblement calgui fer l'estudi comparatiu dels models prenent episodis corresponents a diferents situacions meteorològiques (estudiant, així, la dependència de cada model amb la situació sinòptica) i que fóra bo aprofitar les virtuts de cada model i crear, amb eines estadístiques apropiades, productes amb valor afegit per al càlcul del PQP.

Però, a més d'aquest coneixement exhaustiu dels models mesoescalars emprats per a la predicció operativa a l'SMC, aquest treball també ha servit per posar en pràctica un mètode objectiu de verificació dels models, procés de gran importància per a tots els serveis meteorològics com s'ha indicat en la introducció. També ha estat una oportunitat, i

un repte per als tècnics de l'Àrea de Recerca Aplicada i Modelització del Servei Meteorològic de Catalunya, de poder combinar aquelles tècniques més tradicionals emprades en la verificació de camps meteorològics amb d'altres més innovadores, analitzant llur aplicabilitat i validesa, sotmetent-les a crítica, i millorant així les eines de control de qualitat existents en l'àmbit de la modelització.

## 6. Apèndixs

### A. Índexs d'error

No hi ha cap paràmetre que doni una informació completa de la qualitat d'una predicció. Per això hi ha diferents índexs d'error, cadascun dels quals incideix en algun aspecte concret del pronòstic (precisió, fiabilitat o habilitat). A continuació, es descriuen dos dels paràmetres més utilitzats a l'hora de verificar la predicció d'una variable contínua (és a dir, que pot prendre un valor qualsevol dins d'un cert interval dels reals): l'ME i l'RMSE.

#### A.1 ME (Mean Error)

L'ME, o error mitjà, es defineix com la mitjana algebraica de les diferències entre les prediccions i les observacions. És un índex que mesura la fiabilitat del pronòstic, i, com a tal, indica el grau mitjà de correspondència entre la previsió i l'observació. Permet determinar si és possible confiar en el pronòstic d'una determinada variable contínua o si, contràriament, presenta un cert grau de biaix (subestimació o sobreestimació). Valors de zero en l'ME indiquen que hi ha un biaix nul.

Atesa una sèrie d' $N$  valors previstos  $F(i)$ , i les seves respectives observacions  $A(i)$ , l'ME es pot expressar de la manera següent:

$$ME = \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N [F(i) - A(i)] \quad (\text{A.1})$$

En el cas d'un camp escalar d' $N \times M$  punts, s'obté una expressió semblant a l'anterior:

$$ME = \frac{1}{N \times M} \cdot \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M [F(i, j) - A(i, j)] \quad (\text{A.2})$$

on ara  $F(i, j)$  i  $A(i, j)$  són, respectivament, els valors del camp previst i del camp analitzat al punt  $i, j$ .

També és possible determinar l'error mitjà d'una magnitud vectorial (MVE). En el cas concret d'un camp vectorial com el vent, l'expressió pren la forma següent:

$$MVE = \frac{1}{N \times M} \cdot \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M [(Fu(i, j) - Au(i, j))^2 + (Fv(i, j) - Av(i, j))^2]^{1/2} \quad (\text{A.3})$$

on ara  $F_u$  i  $F_v$  ( $A_u$  i  $A_v$ ) són els components zonal i meridiana del vent previst (analitzat) pel model.

#### A.2 RMSE (Root Mean Square Error)

L'RMSE és una mesura de precisió àmpliament utilitzada en la verificació del pronòstic de variables contínues. Es defineix com l'arrel quadrada de la mitjana del quadrat

de les diferències entre previsió i observació. Atès que aquest índex es computa a partir dels errors quadràtics, és més sensible als errors grans, de manera que serà interessant utilitzar-lo com a mesura de precisió en aquells sistemes de predicció on sigui important tenir pocs errors de grans proporcions. Té les mateixes dimensions físiques que les previsions i les observacions, i es pot entendre com la magnitud típica de l'error. Com més grans siguin les discrepàncies entre les previsions i les observacions, més gran serà el valor de l'RMSE.

Atesa una sèrie d' $N$  parelles previsió-observació, l'RMSE s'expressa de la manera següent:

$$RMSE = \left[ \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N (F(i) - A(i))^2 \right]^{1/2} \quad (A.4)$$

on  $F(i)$  i  $A(i)$  són els valors previstos i observats, respectivament. De manera anàloga, es dedueix una expressió semblant en el cas d'un camp d' $N \times M$  punts:

$$RMSE = \left[ \frac{1}{N \times M} \cdot \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M (F(i, j) - A(i, j))^2 \right]^{1/2} \quad (A.5)$$

## B. Taules de contingència

Una variable categòrica és aquella que pot pertànyer a una categoria dins d'un conjunt exclouent de categories. Segons les necessitats concretes, una variable contínua podrà convertir-se sempre a categòrica.

Per dur a terme la verificació d'una predicció categòrica, es calcula la freqüència o el nombre de vegades en què es produeix una de les possibles combinacions de les parelles previsió-observació. A partir d'aquestes parelles, es construeix la taula de contingència, on cada element  $N, M$  representa el nombre de cops en què s'ha predit la categoria  $N$  i s'ha observat la categoria  $M$ . Els encerts, per tant, apareixeran en els elements de la diagonal.

En el cas més senzill d'una variable que només pot pertànyer a dues categories (*Sí* o *No*, per exemple), la taula de contingència prendria la forma següent:

		Observat	
		Sí	No
Previst	Sí	a	b
	No	c	d

La taula de contingència conté tota la informació relacionada amb el procés de verificació (Murphy i Winkler, 1987). Ara bé, sovint és útil resumir aquesta informació en uns pocs índexs, cadascun dels quals incideix sobre una determinada propietat del pronòstic. Tot seguit, s'enumeren els que s'han utilitzat en aquest treball, i fan referència a una taula de contingència bidimensional com la mostrada anteriorment (Wilks, 1995).

### B.1 PC (*Proportion Correct*)

L'índex PC és una mesura de la precisió amb la qual s'efectua el pronòstic categòric d'una determinada variable. Es defineix com la fracció del nombre d'encerts sobre el total de successos. Aquest índex valora igual els encerts de cada categoria, de manera que, si una es dona amb més freqüència que les altres, els resultats poden ser enganyosos. Pren valors entre 0 i 1 (el valor 1 correspon a una predicció perfecta). Per a una variable bidimensional, l'índex s'expressa de la manera següent:

$$PC = \frac{a + d}{a + b + c + d} \quad (\text{B.1})$$

### B.2 POD (*Probability of Detection*)

L'índex POD indica la capacitat de detecció de successos d'una categoria concreta. De tots els successos observats d'una determinada classe, mostra quants s'havien pronosticat. Matemàticament s'expressa com el quocient entre el nombre d'encerts respecte al nombre d'observacions d'una mateixa categoria. Pren valors entre 0 i 1 (el valor 1 correspon a una detecció perfecta). Per a una variable bidimensional, l'índex s'expressa de la manera següent:

$$POD = \frac{a}{a + c} \quad (\text{B.2})$$

### B.3 FAR (*False Alarm Ratio*)

L'índex FAR és una mesura de la raó de falses alarmes d'una determinada categoria. Del total de successos pronosticats d'una classe, indica la proporció dels quals finalment no s'ha produït. Pren valors entre 0 i 1 (un valor 0 indica que no hi ha hagut falses alarmes). Per a una variable categòrica de dues dimensions, l'expressió matemàtica d'aquest índex serà la següent:

$$FAR = \frac{b}{a + b} \quad (\text{B.3})$$

### B.4 BIAS

Aquest índex es defineix com el biaix existent entre el nombre de pronòstics i observacions d'una determinada categoria. Mesura la capacitat de predir successos amb la mateixa freqüència que són observats. Matemàticament, és la fracció entre el nombre de previsions i observacions d'una mateixa classe:

$$BIAS = \frac{a + b}{a + c} \quad (\text{B.4})$$

Valors superiors a 1 indiquen que es pronostiquen més successos que no s'observen, i per sota d'aquest valor es produeix el fet contrari. La inexistència de biaix (BIAS igual a 1) no implica una correspondència forçosa entre el valor de l'observació i la



previsió (encert).

### B.5 CSI (*Critical Success Index*)

L'índex CSI o TS (*Threat Score*), com sovint també és anomenat, reuneix alhora característiques del POD i del FAR. Es defineix com la fracció entre el nombre de previsions correctes d'una categoria i el total de vegades que aquell succés s'ha observat i/o pronosticat. Es pot entendre de manera intuïtiva com la intersecció entre el conjunt de successos pronosticats i observats d'una mateixa classe. Pren valors entre 0 i 1 (el valor 1 correspon a una predicció perfecta).

$$CSI = TS = \frac{a}{a + b + c} \quad (B.5)$$

### B.6 OR (*Odds Ratio*)

L'índex OR indica el risc que es produeixi un succés, i es defineix com la fracció entre la probabilitat que es doni un succés i la probabilitat que no es produeixi. La seva aplicació en la verificació de pronòstics de variables meteorològiques binàries és força recent (Stephenson, 2000).

$$OR = \frac{a \cdot d}{b \cdot c} \quad (B.6)$$

Aquest índex pren valors de 0 a infinit, i per això sovint és més adequat treballar amb el seu logaritme. Un OR igual a 1 correspon a l'habilitat d'un pronòstic aleatori. Atès que, a diferència d'altres índexs, aquest no depèn de la freqüència dels successos pronosticats ni observats (Göeber *et al*, 2003), és adequat per verificar fenòmens la freqüència dels quals tendeix a zero (fenòmens rars o extrems).

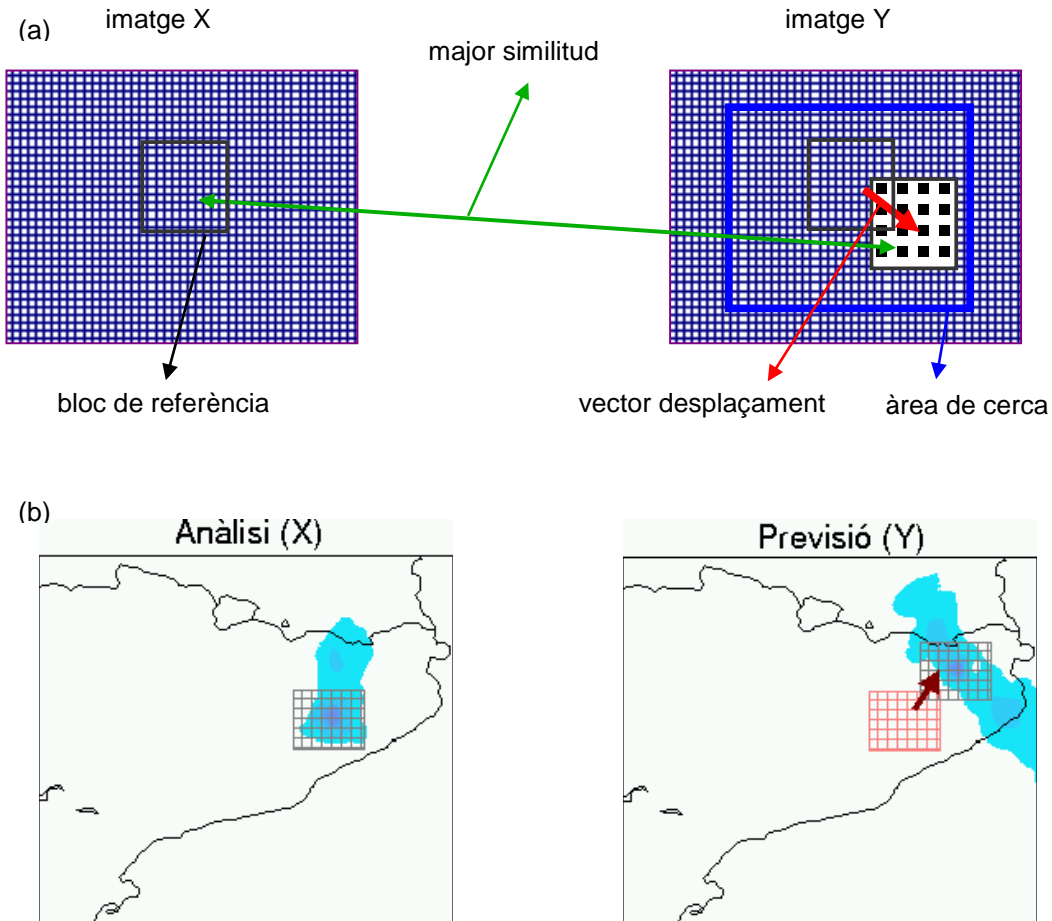
## C. *Block-matching*

El mètode de *block-matching* (ajustament de blocs) es basa en la correspondència de blocs entre dues imatges per estimar el camp de moviment. Aquest mètode té aplicació en el tractament i el processament d'imatges per localitzar la seva distorsió (Hoffman *et al*, 1995) i determinar el vector desplaçament (Ebert i McBride, 2000).

Per buscar el grau de correspondència entre els blocs d'imatge, es poden utilitzar diversos algoritmes. En aquest estudi se n'ha utilitzat un basat en la versió normalitzada de la correlació creuada que aplica la transformació de Fourier (Bernstein, 1983; Scambos *et al*, 1992).

En els mètodes basats en la correlació de blocs, els elements a aparellar són finestres de la imatge de dimensions fixes, i el criteri de similitud és una mesura de la correlació entre les finestres de les dues imatges. L'element de correspondència és donat per la finestra que maximitza el criteri de similitud dins de la regió on busquem el patró. El resultat d'aquest mètode és un vector de moviment que identifica el desplaçament entre el bloc de referència i el bloc de cerca (és l'anomenat vector desplaçament).

Una explicació del mètode és la següent: donades dues imatges X i Y (figura 83), es fixa a la primera un bloc de referència d' $N \times M$  píxels. En la imatge Y, se selecciona una àrea de cerca dins d'on es buscarà, recorrent tots els píxels, un bloc amb les mateixes dimensions i que presenti la major similitud amb el de referència de la imatge X. Identificat aquest bloc de la imatge Y, es pot obtenir el vector desplaçament amb referència al bloc de referència de la imatge X.



**Figura 83.** Descripció del mètode de *block-matching*: (a) esquema de la metodologia; (b) un exemple pràctic amb una anàlisi i una previsió d'un camp de precipitació.

La teoria del mètode s'exposa a continuació. Suposem que aquestes dues imatges X i Y estan relacionades per l'equació següent:

$$X(i, j) = Y(i + dx, j + dy) \quad (C.1)$$

on  $i, j$  són les posicions dels píxels, i  $dx, dy$  són els desplaçaments en les dues direccions respectives. L'estimació del vector desplaçament es determina mitjançant la teoria de la correlació creuada. Concretament, es busquen el  $dx$  i el  $dy$  que compleixin la condició següent:

$$\begin{aligned} dx, dy &= \arg \max_{dx, dy} \sum_i \sum_j (X(i, j) - Y(i + dx, j + dy))^2 = \\ &= \sum_i \sum_j (X^2(i, j) + Y^2(i + dx, j + dy)) - 2 \cdot \sum_i \sum_j (X(i, j) \cdot Y(i + dx, j + dy)) \end{aligned} \quad (C.2)$$

que sota la hipòtesi de constància d'energia a les imatges es converteix en:

$$dx, dy = \arg \max_{dx, dy} \sum_i \sum_j (X(i, j) \cdot Y(i + dx, j + dy)) \quad (C.3)$$

que es pot determinar calculant la correlació i buscant el seu valor màxim. Cal fer notar que l'aproximació usada anteriorment no es dóna sempre a la pràctica, de manera que, quan l'energia varia amb la posició, el millor és usar la correlació creuada normalitzada:

$$dx, dy = \arg \max_{dx, dy} \frac{\left( \sum_i \sum_j [X(i, j) - \bar{X}] \cdot [Y(i + dx, j + dy) - \bar{Y}] \right)}{\left( \sum_i \sum_j [X(i, j) - \bar{X}]^2 + \sum_i \sum_j [Y(i + dx, j + dy) - \bar{Y}]^2 \right)^{1/2}} \quad (C.4)$$

on  $\bar{X}$ ,  $\bar{Y}$  són els valors mitjans de les funcions  $X$ ,  $Y$  respectivament.

Atès que l'expressió anterior és la convolució de dues funcions, per resoldre-la cal aplicar la transformació de Fourier. El valor  $dx$ ,  $dy$  que maximitza l'equació (C.4) determinarà el vector desplaçament.

L'elecció del nombre de píxels de la regió de referència es fa d'acord amb l'escala que es cregui més adequada per dur a terme el procés de correlació. Si la cerca es fa en totes les imatges, el cost computacional és molt elevat, i per això és preferible utilitzar blocs de mida reduïda.

En el cas de la verificació de la pluja feta en aquest estudi, s'ha utilitzat aquesta tècnica sobre les àrees de precipitació prevista i observada i s'ha limitat el llindar a una quantitat fixa (5 mm/dia, per exemple). El resultat d'aquest procés és l'estimació de la posició del bloc observat centrat sobre el màxim respecte de l'àrea prevista.

Finalment, cal fer notar que la utilització d'aquesta tècnica a l'SMC és nova pel que fa a la verificació de la precipitació, i cal aprofundir-hi més per poder treure'n el màxim profit i intentar d'aplicar-la a altres eines (com, per exemple, en l'estimació del seguiment (*tracking*) de les cèl·lules convectives).

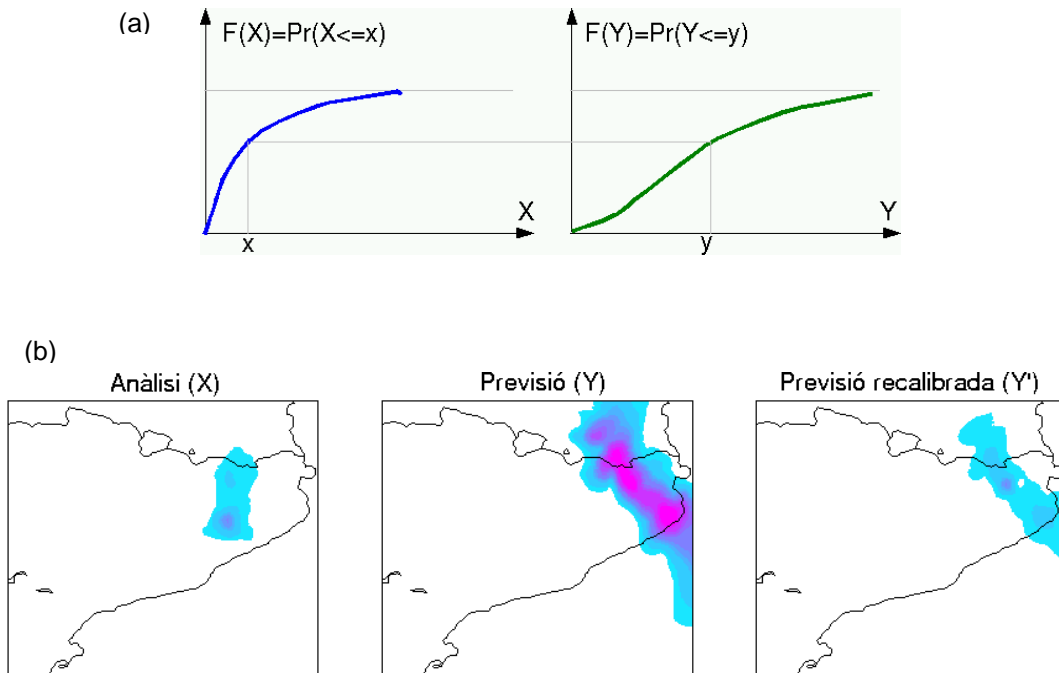
## D. Recalibratge

Aquest mètode (Casati *et al*, 2004) és utilitzat per avaluar separatament el desacord de quantitat i el desacord de posició que hi ha entre el camp de precipitació prevista i el camp de precipitació observada. En el treball esmentat, es defineix el desacord de quantitat entre previsió i observació com l'error en l'estimació dels valors de la precipitació sobre tot el domini, sense considerar la posició dels píxels. Per això, l'error és mesurat comparant les funcions de distribució empíriques dels camps previstos i observats.

Concretament, el recalibratge es duu a terme substituint cada valor del camp previst per aquell valor de l'anàlisi amb la mateixa funció de distribució empírica (figura 84). Aquest procés es pot descriure mitjançant la funció de recalibratge:

$$Y' = F_X^{-1}(F_Y^{-1}(Y)) \quad (D.1)$$

on  $X$  és l'anàlisi,  $Y$  el camp previst,  $Y'$  el camp recalibrat i  $F_X$  i  $F_Y$  les funcions de distribució empíriques associades a l'anàlisi i la previsió, respectivament.



**Figura 84.** Descripció esquemàtica del mètode de recalibratge: (a) funcions de distribució del camp de pluja observat ( $X$ ) i del camp de pluja previst ( $Y$ ); (b) exemple pràctic del recalibratge d'una previsió.

Un cop s'ha efectuat aquest procés, la comparació entre els camps recalibrats i les anàlisis permet avaluar les discrepàncies de patró i posició de les estructures de precipitació previstes i observades. Dit d'una altra manera, es pot avaluar l'error de localització separatament un cop s'elimina el desajustament que hi ha entre la quantitat prevista i observada mitjançant el procés de recalibratge, ja que es tracta d'un procés que només modifica els valors, però preserva la posició original de les estructures de precipitació. Pel que fa a l'error quantitatiu, serà donat per la funció de recalibratge mateixa.

Finalment, cal fer notar que, a causa de la construcció pròpia del procés, els camps recalibrats presenten BIAS nul. Per tant, una taula de contingència bidimensional obtinguda a partir de la comparació dels camps recalibrats i les anàlisis quedarà completament descrita utilitzant solament dos índexs de verificació independents (apèndix B). D'altra banda, cal fer notar que el fet d'haver eliminat el BIAS implicarà que els índexs POD i FAR esdevinguin complementaris ( $POD = 1 - FAR$ ).

## 7. Bibliografia

- Anthes, R. A., 1977:** "A cumulus parametrization scheme using a one-dimensional cloud model". *Mon. Wea. Rev.*, vol. 105, p. 270-286.
- Anthes, R. A., 1983:** "Regional Models of the Atmosphere in Middle Latitudes". *Mon. Wea. Rev.*, vol. 111, p. 1306-1335.
- Anthes, R. A. i D. Keyser, 1979:** "Tests of a Fine-Mesh Model over Europe and the United States". *Mon. Wea. Rev.*, vol. 107, p. 963-984.
- Barnes, S. G., 1964:** "A technique for maximizing details in numerical weather map analysis". *J. Appl. Meteor.*, vol. 3, p. 396-409.
- Bernstein, R., 1983:** "Image geometry and rectification, In Manual of Remote Sensing", (R. N. Colwell, ed.), American Society of Photogrammetry, Falls Church, VA, p. 881-884.
- Brown, B. G, E. I. Tollerud i T. L. Fowler, 2002:** "Identifying Inhomogeneities in precipitation time series: 1. Diagnostic measures of spatial correlation". 13th Conference on Applied Climatology, Portland, OR, May 12-16.
- Brown, B., 2002:** "Development of an Object-based Diagnostic Approach for QPF Verification". USWRP Science Symposium, April 2002.
- Casati, B., G. Ross i D. B. Stephenson, 2004:** "A new intensity-scale approach for the verification of spatial precipitation forecasts". *Meteor. Appl.* 11, vol. 2, p. 141-154.
- Codina, B., A. Sairouni, J. Bech i A. Redaño, 1997:** "Operational application of a nested mesoscale numerical model in Catalonia (Meteo'96 Project)". INM/WMO International Symposium of Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean, ISBN 84-7632-329-8, p. 657-667.
- Dudhia, J., 1989:** "Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model". *J. Atmos. Sci.*, vol. 46, p. 3077-3107.
- Dudhia, J., 1993:** "A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR Mesoscale Model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front". *Mon. Wea. Rev.*, vol. 121, p. 1493-1513.
- Davies, H. C., 1976:** "A lateral boundary formulation for multi-level prediction models". *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 102, p. 405-418.
- De Boor, C. A., 1978:** "Practical Guide to Splines", Springer-Verlag, 1978.
- Doms, G. i U. Schättler, 1999:** "The nonhydrostatic limited-area model LM (Lokal Modell) of DWD, Part I: Scientific documentation". Deutscher Wetterdienst, Meteorologische Analyse und Modellierung, Postfach 10 04 65, 63004 Offenbach, Germany.
- Doswell, C. A., R. Davies-Jones i D. L. Keller, 1990:** "On summary measures of skill in rare event forecasting based on contingency tables". *Wea. and Forecasting*, vol. 5, p. 576-585.
- Ebert, E. E. i J. L. McBride, 2000:** "Verification of precipitation in weather systems: Determination of systematic errors". *J. Hydro.*, vol. 239, p. 179-202.
- Göeber, M., C. A. Wilson, S. F. Milton i D. B. Stephenson, 2003:** "Fairplay in the verification of operational quantitative precipitation forecasts", *J. Hydrology*, vol. 288 (2004), p. 225-236.
- Grell, G. A. 1993:** "Pronostic evaluation of assumptions used by cumulus parametrizations". *Mon. Wea. Rev.*, vol. 121, p. 764-787.



- Grell, G. A., J. Dudhia i D. R. Stauffer, 1994:** "A description of fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5)". NCAR technical Note, NCAR/TN 398+STR, 138 pp.[available from National Center for Atmospheric Research, P.O. Box 3000, Boulder, CO 80307].
- Gyakum, J. R. i coautors, 1996:** "A regional model intercomparison using a case of explosive oceanic cyclogenesis". *Wea. Forecasting*, vol. 11, p. 521-543.
- Hoffman, R. N., Z. Liu, J. F. Louis i C. Grassotti, 1995:** "Distortion representation of forecast errors". *Mon. Wea. Rev.*, vol. 123, p. 2758-2770.
- Kaplan, M. L., J. W. Zack, V. C. Wong i J. J. Tuccillo, 1982:** "A Sixth-Order Mesoscale Atmospheric Simulation System Applicable to Research and Real-Time Forecasting Problems". Symposium on Mesoscale Meteorology, Norman, Oklahoma, CIMMS, Y. Sasaki, Ed., p. 38-84.
- Koch, S. E., M. Desjardins i P. J. Kocin, 1983:** "An interactive Barnes objective map analysis scheme for use with satellite and conventional data". *J. Climate Appl. Meteor.*, vol. 22, p. 1487-1503.
- Mahoney, J. L., J. K. Henderson, B.G. Browan, J.E. Hart, A. Loughe, C. Fischer i B. Sigren, 2002:** "The Real-Time Verification System (RTVS) and its application to aviation weather forecasts". 10<sup>th</sup> Conference on Aviation, Range, and Aerospace Meteorology, Porthland, OR., Amer. Meteor. Soc., 323-326.
- Majewski, D., 1996:** "Documentation of the new model (GME) of the DWD". Technical report, DWD.
- Majewski, D., D. Liermann, P. Prohl, B. Ritter, M. Buchhold, T. Hanisch, G. Paul, W. Wergen i J. Baumgardner, 2002:** "The Operational Global Icosahedral-Hexagonal Gridpoint Model GME: Description and High-Resolution Tests". *Mon. Wea. Rev.*, vol. 130, p. 319-338.
- Marzban, C., 1998:** "Scalar measures of performance in rare-event situations". *Wea. And Forecasting*, vol. 13, p. 753-763.
- MESO Inc., 1995:** "MASS Reference Manual Version 5.5". MESO, 120 pp. [Available from MESO, Inc., 185 Jordon Road, Troy, NY 12180.]
- Murphy, A. H. i R. L. Winkler, 1987:** "A general framework for forecast verification". *Mon. Wea. Rev.*, vol. 115, p. 1330-1338.
- Murphy, A. H., 1991:** "Probabilities, odds, and forecasts of rare events". *Wea. Forecast*, vol. 6, p. 302-307.
- Ritter, B. i J. F. Geleyn, 1992:** "A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations". *Mon. Wea. Rev.*, vol. 120, p. 303-325.
- Roads, J. O. i T. N. Maisel, 1991:** "Evaluation of the National Meteorological Center's Medium-Range Forecast Model precipitation forecasts". *Weather and Forecasting*, vol. 6, p. 123-132.
- Roads, J. O., T. N. Maisel i J. Alpert, 1991:** "Futher evaluation of the National Meteorological Center's Medium-Range Forecast Model precipitation forecasts". *Weather and Forecasting*, vol. 6, p. 483-497.
- Scambos, T. A., M. J. Dutkiewicz, J. C. Wilson i R. A. Bindshadler, 1992:** "Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data". *Remote Sensing Environ.*, vol. 42(3), p. 177-186.
- Schaefer, J. T., 1990:** "The Critical Success Index as indicator of warning skill". *Wea. And Forecasting*, vol. 5, p. 570-575.
- SMC, 2003:** "Manual d'estil (Interpretació de les informacions meteorològiques)". Publicacions breus del Servei Meteorològic de Catalunya, 1.

- Stephenson, D. B., 2000:** "Use of the odd's ratio for diagnosing forecast skill". *Mon. Wea. Rev.*, vol. 15, p. 221-232.
- Swanson, R. T., 1995:** "Evaluation of the Mesoscale Eta Model over the western United States". M. S. thesis, University of Utah, 113 pp.
- Tiedtke, M., 1989:** "A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models". *Mon. Wea. Rev.*, vol. 117, p. 1779-1800.
- Wilks, D. S., 1995:** "Statistical Methods in the Atmospheric Sciences", Academic Press, San Diego, CA, 467 pp.
- Woodcock, F., 1976:** "The evaluation of yes/no forecasts for scientific and administrative purposes". *Mon. Wea. Rev.*, vol. 104, p. 1209-1214.
- Zack, J. W., C. A. Mattocks i M. D. Bousquet, 1991:** "A statistical-dynamical mesoscale thunderstorm forecast system for the Kenedy Space Center". Preprints to the Ninth Conference on Numrical Weather Prediction, Denver, Colorado, A. M.S, Boston, p. 447-450.
- Zhang, D. i R. A. Anthes, 1982:** "A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data". *J. Appl. Meteor.*, vol. 21, p. 1594-1609.