Factors que determinen la temperatura de la superfície terrestre

Enric Terradellas i Jubanteny
Joan Cuxart i Rodamilans
Meteoròlegs de la Secció d'Estudis i Desenvolupament

Centro Meteorológico de Cataluña
Instituto Nacional de Meteorología (INM)

Aquest article presenta una anàlisi dels diferents factors que determinen la temperatura de la superfície terrestre, avaluats mitjançant la versió 3.1 del model de predicció de temperatures superficials (MOSNA), operatiu a l'Instituto Nacional de Meteorología. Aquests factors es classifiquen en tres grups: astronòmics, meteorològics i de naturalesa i estat del sòl. Es mostren els canvis en les temperatures superficials previstes en variar el valor de les magnituds que actuen com a factors.

Introducció

L'Instituto Nacional de Meteorología fa servir operativament un model per a la predicció de temperatures mínimes superficials a les autopistes.

Es tracta d'un model de balanç energètic. A cada pas de temps (15 minuts) s'imposa, per a una làmina d'espessor infinitesimal de la superfície terrestre, l'equilibri entre els termes d'energia entrants i sortints. L'espessor infinitesimal de la làmina permet menysprear l'emmagatzemament de calor al seu interior.

Els termes que s'introdueixen en l'equació de balanç són els següents:

- radiació solar incident,
- radiació solar reflectida,
- radiació d'ona llarga incident,
- radiació d'ona llarga emesa,
- intercanvi turbulent de calor sensible entre l'aire i la superfície,
- intercanvi turbulent de calor latent entre l'aire i la superfície,
- intercanvi de calor latent amb l'aigua superficial, i
- intercanvi de calor amb el subsòl.

La parametrització de l'intercanvi de calor sensible i latent entre l'aire i la superfície es basa en la teoria de Monin-Obukhov, encara que introduint-hi algunes modificacions.

L'intercanvi de calor amb el subsòl s'avalua mitjançant la introducció de quinze nivells de càlcul des de la superfície fins a una profunditat d'1 m.

Aplicació del model

Per tal d'analitzar la influència de cadascun dels factors en la temperatura superficial, s'han fet simulacions, tot introduint en el model diferents modificacions de les dades bàsiques.

El model s'aplica al municipi de l'Albi (Lleida), on hi ha una estació de mesura amb unes coordenades de 41°30' N, 1°00' E i una altitud de 490 m.

En el punt de mesura el sòl és d'asfalt, amb un albedo mínim (al migdia) de 0,18 i una emissivitat de 0,95. La difusivitat tèrmica és de $0{,}11 \cdot 10^{-5}$ m²/s fins als 20 cm de profunditat, $0{,}09 \cdot 10^{-5}$ m²/s entre els 20 i els 40 cm i $0{,}12 \cdot 10^{-5}$ m²/s a partir dels 40 cm. La conductivitat tèrmica de la capa superior és de 2 156 Wm^{-10} K^{-1}.

Per a la primera simulació es consideren unes temperatures de 0° en la superfície, 2° a 5 cm de profunditat, 5° a 20 cm i 9° a 1 m, per al dia 1 de gener a les 9 hores UTC.

Els valors de les magnituds meteorològiques durant les hores posteriors es mostren a la *taula 1*.

El cel és clar i no s'hi registren precipitacions.

Taula 1. Valors de les magnituds meteorològiques

Hora UTC	Temperatura (°C)	Humitat (%)	Vent (m/s)
9	-4	93	1
12	5	72	3
15	7	72	4
18	4	76	2
21	2	88	2
24	0	96	1
3	-2	97	1
6	-4	97	1
9	-4	93	1
12	5	72	3

Factors que influeixen en la temperatura superficial

Els factors que determinen la temperatura superficial poden classificar-se en tres grups:

- Factors astronòmics. Depenen bàsicament de la posició de l'observatori i del moment d'aplicació del model. Evidentment, l'amplitud de la radiació solar incident, que en general és el terme més important del balanç, està en funció de la latitud de l'observatori i de l'època de l'any. D'altra banda, la fase de l'ona diürna depèn de la longitud geogràfica de l'observatori i de l'hora del dia.
- Factors meteorològics. Si bé pot argumentar-se que és la temperatura superficial la que modula el valor de les variables meteorològiques, especialment de la temepratura de l'aire, sobre un

punt concret pot plantejar-se el problema a la inversa. Així, un cop determinats els valors de les distintes magnituds meteorològiques, aquests influiran en la temperatura de la superfície. En el model de l'INM, les variables que es consideren en establir el balanç energètic són: humitat i temperatura de l'aire, velocitat del vent, nuvolositat baixa, mitjana i alta, i precipitació.

– Naturalesa i estat del sòl. La influència del sòl en la temperatura superficial es canalitza a través de diversos factors. En primer lloc, l'albedo determina la part de la radiació solar incident que és retornada a l'espai. L'emissivitat, per la seva banda, és decisiva en el càlcul de la radiació d'ona llarga emesa per la superfície, així com de la part de la radiació atmosfèrica que és absorbida pel sòl. Les característiques tèrmiques del subsòl són molt importants per a conèixer l'intercanvi de calor entre la superfície i les capes inferiors; no depenen només de la naturalesa del sòl, sinó també, en gran mesura, del seu estat, en especial del seu contingut d'humitat. En el cas de l'asfalt, en tractar-se d'una superfície impermeable, els valors són aproximadament constants. Finalment, la temperatura superficial inicial, a l'igual que les temperatures dels nivells inferiors, influeixen en el flux de calor entre la superfície i el subsòl.

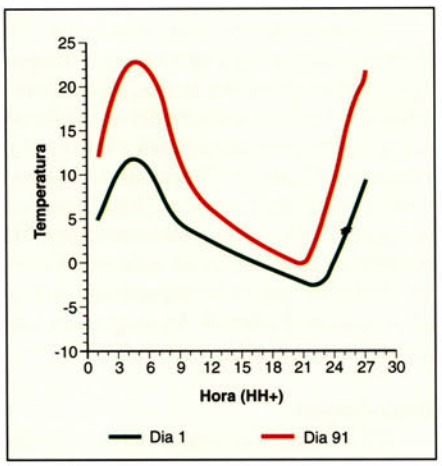


Figura 1: Temperatures superficials assolides, en idèntiques condicions, els dies 1 de gener i 1 d'abril

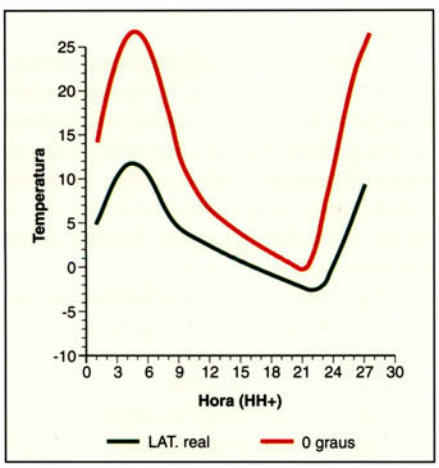


Figura 2: Temperatures superficials assolides, en idèntiques condicions, a l'Albi i a un observatori situat entre l'equador

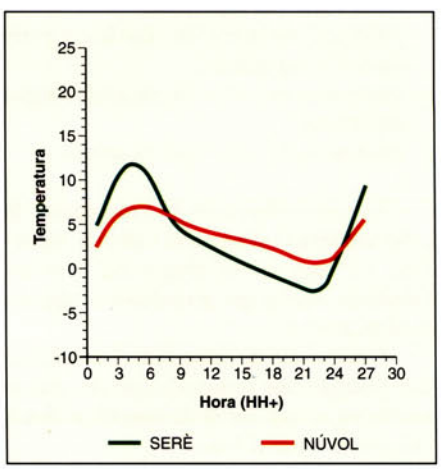


Figura 3: Temperatures superficials obtingudes amb cel clar i amb cel nuvolós

Factors astronòmics

A la *figura 1* pot observar-se com serà l'evolució diürna de la temperatura superficial en diverses èpoques de l'any, amb unes condicions inicials i uns valors de les variables meteorològiques idèntics. L'època de l'any determina la quantitat de radiació solar incident. El mateix fenomen es pot observar a la *figura 2* en imposar les mateixes condicions a observatoris situats a diferents latituds.

Lògicament, la diferència en la radiació incident es produirà només entre la sortida del Sol i l'ocàs. El fet que en hores nocturnes es mantingui una diferència de temperatura es deu a l'emmagatzemament més gran o més petit de calor que s'ha produït durant el dia a les primeres capes del subsòl.

Factors meteorològics

La nuvolositat és un dels factors fonamentals que determinen la temperatura superficial. La seva influència és molt important, tant pel que fa al percentatge de l'energia solar que arriba a la superfície com pel que fa als dos termes de radiació d'ona llarga: l'emesa cap a la superfície i la que, després de ser emesa per la superfície, és reflectida pels núvols cap avall.

A la *figura 3* pot comparar-se la temperatura superficial obtinguda amb cel clar i l'obtinguda en introduir una nuvolositat de quatre octaus al nivell baix, sis al mitjà i quatre a l'alt.

En el cas que coexisteixi nuvolositat a diversos nivells, el percentatge total de cel cobert s'obté suposant una distribució espacial aleatòria dels núvols dintre de cada capa i considerant el valor esperat de la nuvolositat total. Així, si anomenem L, M i H les fraccions de cel cobert de núvols baixos, mitjans i alts, respectivament, la fracció total

de cel cobert se suposarà que és: L + M + H - L·M - L·H - M·H + L·M·H.

Amb cel clar la temperatura superficial és més elevada durant el dia i més baixa durant la nit, és a dir, l'amplitud de l'ona tèrmica diürna és gran. En augmentar la coberta nuvolosa, minva aquesta amplitud.

No obstant, el més gran refredament nocturn amb cel clar pot quedar emmascarat. En dies amb forta irradiació solar –dies d'estiu amb escassa nuvolositat–, s'assoleixen elevades temperatures a les capes superiors del subsòl, el qual actua com a font de calor durant la nit, de manera que s'evita un refredament més gran.

Un altre dels factors meteorològics fonamentals que determinen la temperatura superficial és la temperatura de l'aire. Malgrat que l'aire i la superfície subjacent poden tenir temperatures molt diferents, hi ha un intercanvi turbulent que provoca un flux de calor sensible i latent.

A la *figura 4* s'observa el resultat de la disminució de 5° a cadascun dels valors trihoraris de la temperatura de l'aire. La conseqüència és una disminució de la temperatura superficial que dependrà de la velocitat del vent i de la diferència de temperatura entre l'aire i la superfície. Com més gran és la velocitat del vent, més gran és també l'intercanvi de calor latent i sensible i, per tant, menor la diferència de temperatura entre l'aire i la superfície. Aquesta diferència de temperatures també influeix en el resultat; especialment important és el signe d'aquesta diferència: una superfície més càlida que l'aire implica estratificació inestable a les capes de l'atmosfera i, per tant, una més gran facilitat per a l'intercanvi, mentre que una superfície més freda que l'aire implica estratificació estable i, com a conseqüència, una dificultat més gran per a l'intercanvi.

Cal destacar que el fenomen és progressiu. Les temperatures més baixes provoquen un refredament de les capes superficials del sòl, de manera que, en condicions d'igualtat dels altres factors, el refredament addicional és cada cop més gran.

La influència del vent en la temperatura superficial depèn de la diferència entre aquesta i la temperatura de l'aire. El vent tendeix a reduir la diferència entre totes dues en afavorir, com ja s'ha dit, l'intercanvi de calor latent i sensible. En el cas analitzat, la tempertura de l'aire és inferior a la de la superfície, i, per tant, com es pot veure a la *figura 5*, un augment de la intensitat del vent, que passa dels valors ja esmentats a 5 m/s, constant durant tot el dia, fa minvar la temperatura superficial, que s'acosta a la de l'aire.

La humitat de l'aire no és un factor que influeixi de manera destacable en les temperatures superficials, a excepció dels casos en què aquesta humitat provoqui un canvi de fase de l'aigua que conté l'aire o és present al sòl. Si no hi ha canvis de fase, la humitat només influeix en la radiació atmosfèrica d'ona llarga. A la *figura 6* es pot veure que gairebé no hi ha diferències entre les temperatures superficials en el cas que la humitat relativa de l'aire sigui la considerada inicialment o molt més baixa (entre el 40 i el 90%).

La humitat assoleix veritable importància quan es produeixen canvis de fase. En el cas que la temperatura superficial sigui

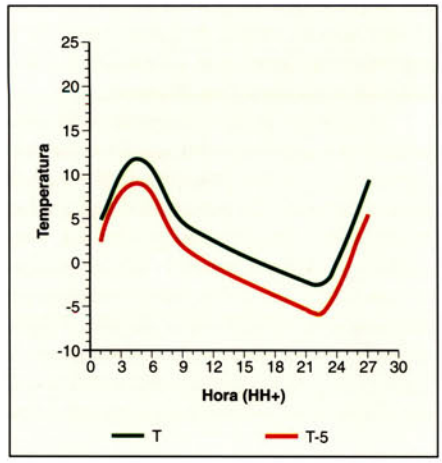


Figura 4: Temperatures superficials obtingudes amb temperatures de l'aire que difereixen entre si 5°

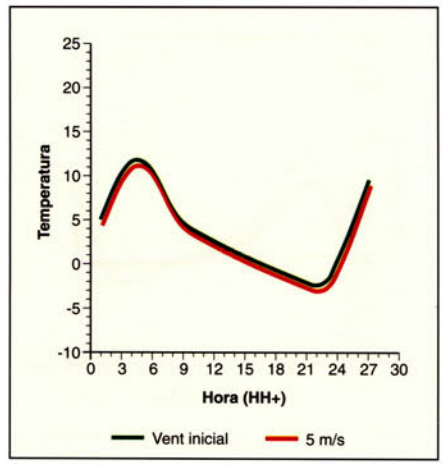


Figura 5: Temperatures superficials obtingudes amb diferents valors de la velocitat del vent

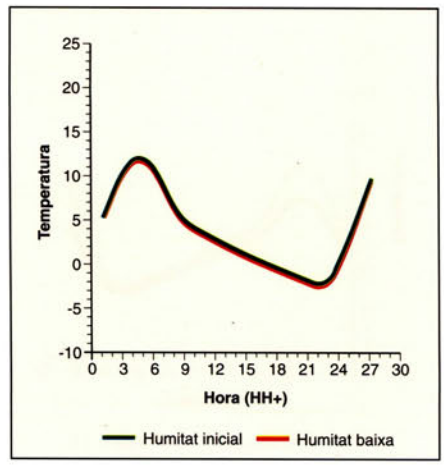


Figura 6: Temperatures superficials assolides amb els valors inicials d'humitat de l'aire i amb nous valors, molt més baixos

menor que la de l'aire, una elevada humitat relativa provoca dipòsits superficials sòlids o líquids i, en conseqüència, flux de calor latent de l'aire cap a la superfície, el que ocasiona una atenuació del refredament. Per contra, en el cas que el sòl tingui aigua superficial –sòlida o líquida–, una baixa humitat relativa de l'aire facilita l'evaporació, el que comporta un flux de calor des de la superfície cap a l'aire i, en conseqüència, una atenuació de l'escalfament superficial.

La precipitació, sòlida o líquida, influeix en gran mesura en la temperatura superficial.

La presència d'aigua o de gel sobre el sòl implica que hi pot haver evaporació, el que suposa cessió de calor latent de la superfície a l'aire, que accentua el refredament o modera l'escalfament.

A la *figura* 7 poden comparar-se les temperatures superficials obtingudes sense precipitació i amb una precipitació d'1 mm/h durant tot el dia. La presència d'aigua sobre la superfície limita, com ja s'ha dit, l'escalfament diürn. Durant la nit, en assolir-se els 0°C, un posterior refredament requeriria la solidificació de tota l'aigua superficial; no obstant, la continuació de la pluja impedeix que aquesta solidificació es completi, i la temperatura es manté constant. La presència d'aigua superficial i, encara més, una pluja contínua, sempre dificulten que la temperatura baixi dels 0°C. De la mateixa manera, la presència de gel sobre el sòl dificulta l'ascens de la temperatura per damunt de 0°.

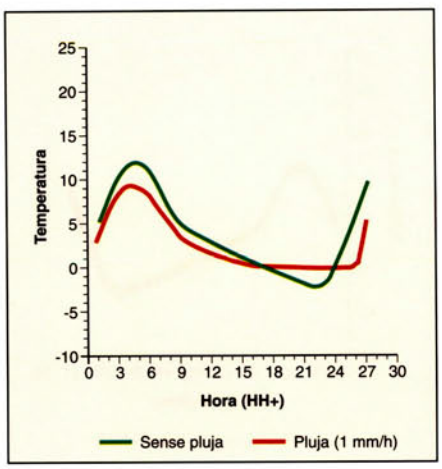


Figura 7: Temperatures superficials assolides sense precipitació i amb una precipitació d'1 mm/h

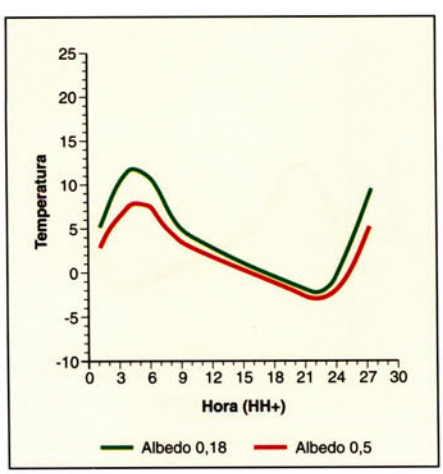


Figura 8: Temperatures obtingudes sobre superfícies amb albedo 0,18 i 0,5

Naturalesa i estat del sòl

La naturalesa del sòl influeix en la temperatura superficial a través dels valors de dues magnituds –albedo i emissivitat– que intervenen en els termes de flux radiatiu, i de les característiques tèrmiques del subsòl, que intervenen en la determinació del flux de calor entre la superfície i les capes inferiors.

L'albedo representa la fracció de la radiació solar que, després d'assolir la superfície, és reflectida de nou cap amunt. Per tant, un increment de l'albedo suposa una menor absorció de calor pel sòl i, com a conseqüència, un menor escalfament durant les hores de dia.

A la *figura 8* s'observen les temperatures superficials obtingudes, en igualtat dels altres factors, sobre terrenys amb albedo 0,18 i 0,5. Lògicament, un albedo menor implica una absorció més gran de la radiació solar incident, de manera que la temperatura superficial assoleix, durant el dia, valors més elevats. La persistència durant la nit de temperatures més altes quan l'albedo és menor és conseqüència únicament de l'acumulació de calor a les capes superiors del subsòl.

L'emissivitat representa la fracció entre la radiació emesa per la superfície i la que emetria un cos negre a la mateixa temperatura. Representa també, d'acord amb les lleis de la radiació, la fracció de la radiació d'ona llarga procedent de l'atmosfera que és absorbida pel sòl.

Una emissivitat més gran suposa una pèrdua més gran de calor per radiació a la superfície; no obstant, també serà més gran l'absorció de radiació d'ona llarga procedent de l'atmosfera –emesa per l'atmosfera o reflectida per ella, procedent de la pròpia superfície–. Per tant, la influència de l'emissivitat és complexa, i el seu signe dependrà de les temperatures superficials i de l'aire, de la humitat de l'aire i de la cobertura nuvolosa, encara que, generalment, com que el terme de radiació emesa és més gran, un increment de l'emissivitat suposa una pèrdua més gran d'energia i, per tant, una disminució de la temperatura.

Les característiques tèrmiques del sòl influeixen en la temperatura superficial, ja que determinen el flux de calor entre la superfície i les capes inferiors, a més de l'evolució de la temperatura d'aquestes. Les esmentades característiques poden definir-se mitjançant la conductivitat tèrmica, v, i el producte de la densitat per la

capacitat calorífica, p·C. Aquestes magnituds determinen la difusivitat tèrmica Kb:

$$Kb = \frac{v}{p \cdot C}$$

Les característiques tèrmiques del sòl no estan en funció únicament de la seva naturalesa, sinó també del seu estat. Els seus valors varien àmpliament segons les condicions, especialment el contingut d'humitat, del sòl.

El valor de la difusivitat tèrmica del sòl dóna lloc a un aprofundiment més gran o més petit de l'escalfament o el refredament, és a dir, a un repartiment d'aquests fenòmens en una quantitat més gran o més petita de matèria. Una difusivitat alta fa que l'escalfament o el refredament es reparteixin en una àmplia capa, de manera que s'atenua l'ona tèrmica en superfície. Per contra, una difusivitat baixa concentra els canvis de temperatura a la capa superficial, de manera que les temperatures experimenten variacions més pronunciades.

A la *figura 10* es pot veure que una difusivitat més baixa que la considerada inicialment implica una variació diürna de la temperatura superficial molt més gran.

Finalment, la pròpia temperatura de les capes superiors del subsòl influeix en la temperatura superficial de les hores successives, ja que un dels termes del balanç energètic és el flux de calor intercanviat amb el subsòl.

Un sòl amb altes temperatures constitueix una important font d'energia i proporciona calor a la superfície, de manera que el refredament es veu molt limitat. Per contra, un sòl fred implica importants fluxos d'energia des de la superfície, de manera que augmenta el refredament nocturn i minva l'escalfament diürn. Aquest factor és modulat per les constants tèrmiques del sòl, que són les que determinen la velocitat de l'intercanvi de calor.

A la *figura 11* es pot veure l'efecte d'una disminució de la temperatura del subsòl. Es consideren temperatures de -6° a 5 cm de profunditat, 1° a 20 cm i 7° a 1 m. Al principi la disminució de la temperatura superficial és considerable, però a mesura que es produeix l'intercanvi de calor, la diferència de temperatura es va fent menor.

D'altres factors

Podria esperar-se trobar d'altres magnituds que influeixen en la temperatura superficial. Evidentment, n'hi ha: la composició química de l'atmosfera n'és una, en especial en el que fa referència als components que intervenen activament en l'equilibri radiatiu; no obstant, en una primera aproximació, la composició pot considerar-se uniforme als nostres efectes. De la mateixa manera, l'estructura tèrmica vertical de l'atmosfera pot afectar no tan sols l'intercanvi de calor sensible, sinó també l'intercanvi radiatiu. No obstant, aquestes contribucions són, excepte en casos molt extrems, molt inferiors a les detallades en els apartats anteriors.

Finalment, es pot esmentar la influència de l'altitud de l'observatori i de l'orografia de l'entorn. La influència de l'altitud és evident: a observatoris situats a gran altitud, la pressió és menor i, per tant, ho serà també l'atenuació de la radiació solar. Pel

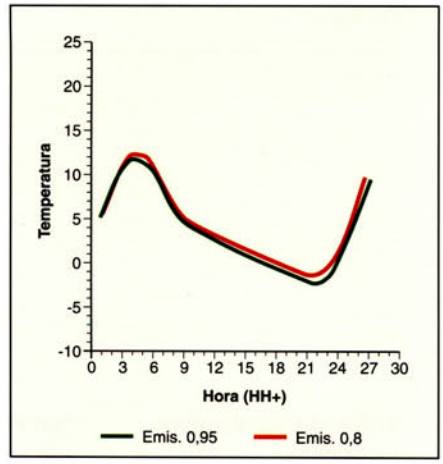


Figura 9: Temperatures superficials assolides amb emissivitats de 0,8 i 0,95

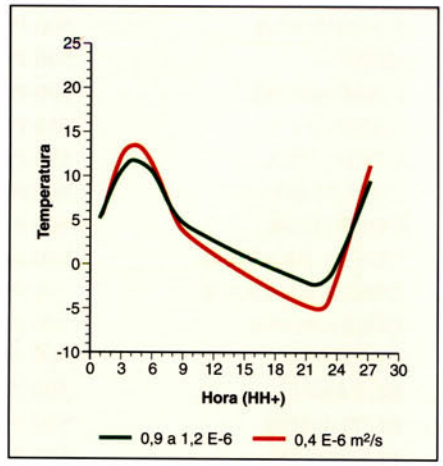


Figura 10: Temperatures superficials assolides sobre sòls amb diferents valors de difusivitat

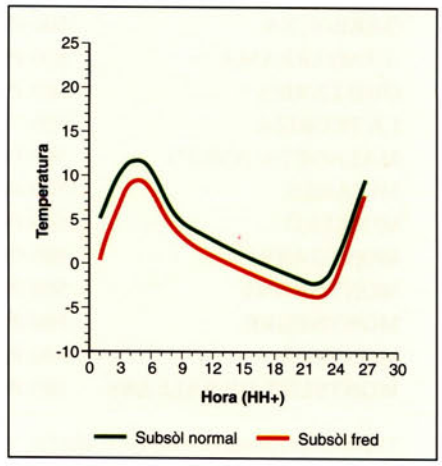


Figura 11: Temperatures superficials assolides amb diversos valors de temperatura al subsòl

que fa a l'orografia de l'entorn, l'experiència ens indica que durant les nits d'hivern, especialment en situacions anticiclòniques, l'aire fred s'acumula a les valls a causa de la inversió tèrmica. Aquest efecte es trasllada a les temperatures superficials; no obstant, els gradients tèrmics són menors, ja que les inversions fortes solen anar acompanyades de vents fluixos, de manera que l'intercanvi de calor superfície-atmosfera és petit.

Data de recepció de l'original: 05.95

Bibliografia

BUSINGER *et al.* (1971): "Flux profile relationships in the atmospheric surface layer", a *Journal of the Atmospheric Sciences*, núm. 28, pàg. 181-189.

PIELKE, R.A. (1984): *Mesoscale meteorological modeling*. Academic Press.

SAAS, B.H. (1992): "A numerical model for prediction of road temperature and ice", a *Journal of Applied Meteorology*, núm. 31, pàg. 1 499-1 506.

STANLEY, D.O. I JURICA, G.M. (1972): "Effective atmospheric emissivity under clear skies", a *Journal of Applied Meteorology*, núm. 11, pàg. 349-356.

STULL, R.B. (1988): *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers.

ZHANG, D. I ANTHES, R.A. (1982): "A high resolution model of the planetary boundary layer", a *Journal of Applied Meteorology*, núm. 21, pàg. 1 594-1 609.

EDITORIAL ALPINA®
MAPES i GUIES

Geògraf Salvador Llobet
Edicions Cartogràfiques, S. L.

Apart. Correus, 3 - P.O.B. 3
TEL. (93) 879 50 83
FAX (93) 879 28 67
08400 GRANOLLERS

ALTO MAESTRAZGO	500 Ptes.	MONTSENY	500 Ptes.
ANDORRA	500 Ptes.	MONTSERRAT	550 Ptes.
ANSÓ	500 Ptes.	ORDAL	500 Ptes.
BACHIMALA	500 Ptes.	ORDESA	550 Ptes.
BERTÍ	500 Ptes.	PANTICOSA	500 Ptes.
CANDANCHÚ	500 Ptes.	PEÑA TELERA	500 Ptes.
CANIGÓ	550 Ptes.	PICA D'ESTATS	500 Ptes.
CERDANYA	550 Ptes.	PICOS DE EUROPA I	500 Ptes.
COLLSEROLA	500 Ptes.	PICOS DE EUROPA II	500 Ptes.
CORREDOR	500 Ptes.	PONT DE SUERT	500 Ptes.
COSTA BRAVA I	500 Ptes.	PORT DEL COMTE	500 Ptes.
COSTA BRAVA II	500 Ptes.	POSETS	500 Ptes.
COSTABONA	500 Ptes.	PUIGMAL	500 Ptes.
COTIELLA	500 Ptes.	PUIGSACALM	500 Ptes.
EL FARELL	500 Ptes.	RASOS DE PEGUERA	500 Ptes.
EL TURBÓN	500 Ptes.	RIBAGORÇA	500 Ptes.
ELS PORTS	550 Ptes.	RONCESVALLES	550 Ptes.
GARRAF	500 Ptes.	SALINES-BASSEGODA	550 Ptes.
GARROTXA	500 Ptes.	SANT MATEU	500 Ptes.
GUADARRAMA	500 Ptes.	SANT MAURICI	500 Ptes.
GUILLERIES	500 Ptes.	SERRA DEL CADÍ	500 Ptes.
LA PEDRIZA	500 Ptes.	SIERRA DE GREDOS	500 Ptes.
MALADETA-ANETO	500 Ptes.	SIERRA DE GUARA I	500 Ptes.
MOIANÈS	500 Ptes.	SIERRA DE GUARA II	500 Ptes.
MOIXERÓ	500 Ptes.	ST. JOAN DE L' ERM	500 Ptes.
MONTGARRI	500 Ptes.	ST. LLORENÇ DEL MUNT	500 Ptes.
MONTGRONY	500 Ptes.	TAGA	500 Ptes.
MONTNEGRE	500 Ptes.	VALL D'ARAN	550 Ptes.
MONTSEC	500 Ptes.	VALL DE BOÍ	500 Ptes.
MONTSENT DE PALLARS	500 Ptes.	VALLE DE TENA	500 Ptes.
		VALLE DEL JERTE	550 Ptes.

Títols en preparació: LES GAVARRES, VALLE DE BUJARUELO-VIGNEMALE, EL LLUÇANÈS