

INVERSIONES TÉRMICAS NOCTURNAS CON ESTRATO CÁLIDO EN NIVELES ATMOSFÉRICOS BAJOS: CONTRASTES TÉRMICOS SIGNIFICATIVOS EN LA DEMARCACIÓN HIDROGRÁFICA DEL SEGURA (2011-2020)

DAVID ESPÍN SANCHEZ¹ 

RESUMEN – El sureste de la península ibérica (España) se caracteriza por una importante recurrencia temporal de los procesos de inversión térmica nocturna (ITN), debido principalmente a la gran cantidad de días despejados a lo largo del año. La Demarcación Hidrográfica del Segura (DHS) posee desnivel altitudinal de 2100m en 150km, con alternancia de zonas de valle y espacios orográficamente complejos y accidentados. Ello da lugar a marcados contrastes térmicos nocturnos, cuyas diferencias térmicas verticales se sitúan en 13,0°C entre zonas de piscinas de aire frío o *cold air pools* (CAP) y superficies orográficamente accidentadas. Se analizan los contrastes térmicos a través de 58 observatorios meteorológicos en las 50 madrugadas con la mayor intensidad de inversión térmica en los últimos años de observación (2011-2020). Se analiza, además, las características y causas desencadenantes de tales procesos, a través del análisis de variables influyentes en la distribución de temperaturas mínimas (viento, humedad relativa, ...). Además, se presenta una técnica de análisis satelital de alta resolución, a través de la elaboración de termografías (distribución de temperaturas superficiales) mediante el sensor ASTER, que vienen a complementar, desde el punto de vista espacial, la distribución de temperaturas mínimas en madrugadas de ITN en algunos sectores del área de estudio. Entre los resultados más concluyentes destacan notables diferencias térmicas durante las madrugadas estables (diferencias medias de 7,1°C y absolutas de 13°C entre observatorios situados en fondos de valle (CAP) y aquellos ubicados a mayor altitud, en zonas orográficamente accidentadas), registradas bajo masas de aire templadas y secas a un nivel geopotencial de 850 hPa.

Palabras clave: Inversión térmica; viento; humedad; termografía; distribución.

Recibido: 31/08/2021. Aceite: 14/05/2022. Publicado: 01/08/2022.

¹ Departamento de Geografía, Facultad de Letras, Universidad de Murcia, Avda. Teniente Flomesta, 5, 30003, Murcia, España.

E-mail: david.espin1@um.es

RESUMO – INVERSÕES TÉRMICAS NOTURNAS COM ESTRATO QUENTE NOS NÍVEIS BAIXOS DA ATMOSFERA: CONTRASTES TÉRMICOS SIGNIFICATIVOS NA DEMARCAÇÃO HIDROGRÁFICA DO RIO SEGURA (DHS). O sudeste da península ibérica (Espanha) caracteriza-se por uma importante recorrência temporal de processos noturnos de inversão térmica (ITN), principalmente devido ao grande número de dias de céu limpo ao longo do ano. A região hidrográfica do Rio Segura (DHS) tem uma diferença de altitude de 2100m em 150km, com áreas de vale que alternam com áreas orograficamente complexas e acidentadas. Isto dá origem a contrastes térmicos noturnos marcados, cujas diferenças térmicas verticais são de 13,0°C entre áreas de lagos de ar frio ou *cold air pools* (CAP) e superfícies irregulares. Os contrastes térmicos são analisados através de 58 observatórios meteorológicos nas 50 manhãs com maior intensidade de inversão térmica nos últimos anos de observação (2011-2020). As características e as causas desencadeantes desses processos são analisadas através da análise de variáveis que influenciam a distribuição das temperaturas mínimas (vento, humidade relativa, ...). Além disso, é apresentada uma técnica de análise de satélite de alta resolução, através da elaboração de termografias (distribuição de temperaturas de superfície) por meio do sensor ASTER, que complementam, do ponto de vista espacial, a distribuição de temperaturas mínimas nas primeiras horas das manhãs de ITN em alguns setores da área de estudo. Entre os resultados mais conclusivos, destacam-se diferenças térmicas notáveis durante madrugadas estáveis (diferenças médias de 7,1°C e diferenças absolutas de 13°C entre observatórios localizados em fundos de vales (CAP) e aqueles localizados em altitudes mais elevadas, em áreas orograficamente acidentadas), sob a influência de massas de ar quente e seco a um nível geopotencial de 850hPa.

Palavras-chave: Inversão térmica; vento; humidade; termografia; distribuição.

ABSTRACT – NOCTURNAL TEMPERATURE INVERSIONS WITH WARM LAYER AT LOW ATMOSPHERIC LEVELS: SIGNIFICANT THERMAL CONTRASTS IN THE SEGURA RIVER BASIN DISTRICT (DHS). The southeast of the Iberian Peninsula (Spain) is characterized by a significant recurrence of nocturnal temperature inversion processes (ITN), mainly due to the large number of clear days throughout the year. The Segura River Basin District (DHS) has an altitude difference of 2100m in 150km with alternating valley areas and orographically complex and rugged areas. This gives rise to marked night-time thermal contrasts, whose vertical thermal differences are 13.0°C between cold air pools (CAP) and more prominent surfaces. Thermal contrasts are analysed through 58 meteorological observatories in the 50 mornings with the highest intensity of thermal inversion in the last years of observation (2011-2020). Furthermore, the characteristics and triggering causes of such processes are analysed through the analysis of variables influencing the distribution of minimum temperatures (wind, relative humidity, ...). In addition, a high-resolution satellite analysis technique is presented, through the elaboration of thermographies (distribution of surface temperatures) by means of the ASTER sensor, which complement, from the spatial point of view, the distribution of minimum temperatures in the early mornings of ITN in some sectors of the study area. Among the most conclusive results, notable thermal differences stand out during stable early mornings (mean differences of 7.1°C and absolute differences of 13°C between observatories located at valley bottoms (CAP) and those located at higher altitudes, in orographically rugged areas), recorded under warm and dry air masses at a geopotential level of 850hPa.

Keywords: Thermal inversion; wind; humidity; thermography; distribution.

RÉSUMÉ – INVERSIONS THERMIQUES NOCTURNES À STRATE CHAUDE DANS LES BAS NIVEAUX ATMOSPHERIQUES: CONTRASTES THERMIQUES IMPORTANTS DANS LE DISTRICT HYDROGRAPHIQUE DU BASSIN DU FLEUVE SEGURA (DHS). Le sud-est de la péninsule ibérique (Espagne) est caractérisé par une récurrence importante des processus d'inversion thermique nocturne (ITN), principalement en raison du grand nombre de jours clairs tout au long de l'année. Le district du bassin du fleuve Segura (DHS) a une différence d'altitude de 2100m en 150km, avec des zones de vallées alternées et des zones orographiquement complexes et accidentées. Il en résulte des contrastes thermiques nocturnes marqués, dont les différences thermiques verticales sont de 13,0°C entre les zones de bassins d'air froid ou bassins d'air froid (PAC) et les surfaces irrégulières. Les contrastes thermiques sont analysés à travers 58 observatoires météorologiques au cours des 50 matinées avec la plus forte intensité d'inversion thermique au cours des dernières années d'observation (2011-2020). Par ailleurs, les caractéristiques et les causes de déclenchement de tels processus sont analysées à travers l'analyse de variables qui influencent la répartition des températures minimales (vent, humidité relative, ...). De plus, une technique d'analyse satellitaire à haute résolution (au moyen du sensor ASTER) est présentée, à travers l'élaboration de thermographies (distribution des températures de surface), qui complètent, du point de vue spatial, la distribution des températures minimales au petit matin de NTI dans certains secteurs de la zone d'étude. Parmi les résultats les plus concluants, des différences thermiques notables se distinguent lors de matinées stables (différences moyennes de 7,1°C et différences absolues de 13°C entre les observatoires situés au fond des vallées (CAP) et ceux situés à des altitudes plus élevées, dans des zones orographiquement accidentées), enregistrées sous masses d'air chaud et sec à un niveau géo-potential de 850hPa.

Mot clés: Inversion thermique; vent; humidité; thermographie; distribution.

I. INTRODUCCIÓN

La mayor parte de la Demarcación Hidrográfica del Segura (DHS), en particular sus vegas y valles, constituye un espacio intensamente ocupado y explotado desde hace siglos. Las depresiones intramontanas las componen generalmente valles corredores, depresiones prelitorales y hoyas interiores, que ocupan una importante extensión dentro de la Demarcación. Éstas son afectadas a menudo por deposiciones de aire más frío, proclives al desarrollo de inversiones térmicas nocturnas (ITN) (83,7%) (2011-2020), que ofrecen excelentes ejemplos para evaluar los mecanismos más comunes en inversiones de niveles bajos (Espín Sánchez, 2021).

Por el riesgo que ello entraña, adquiere aquí especial relevancia el análisis de las temperaturas mínimas superficiales asociadas a la ocurrencia de sucesos de inversión térmica. Estas tienen repercusiones muy negativas en los cultivos de las tierras fértiles que rellenan los valles, afectando, por tanto, a áreas de gran potencial y rendimiento agrícola, y generando un impacto socioeconómico que trasciende al área de estudio. Cabe tener en cuenta que la agricultura es, sin duda, la actividad económica más importante en esta región, y a la vez la más vulnerable ante el rigor de temperaturas excesivamente bajas, sobre todo cuando éstas sobrevienen durante los meses de marzo y abril e interrumpen la etapa de floración.

Las inversiones térmicas se caracterizan por acumular aire más frío y denso en los fondos de valle y depresiones durante madrugadas estables. Multitud de investigaciones han analizado la extraordinaria variabilidad espacial en el patrón de temperaturas mínimas en terrenos irregulares y complejos, determinando, todas ellas, que las temperaturas más frías se registran en los fondos de valles y puntos más bajos durante las noches claras y situaciones tranquilas (Biernat *et al.*, 2021; Colgan *et al.*, 2019; Grudzielanek & Fliegner, 2018; Muñoz & Armi, 2020; Oke, 2002; Pospichal *et al.*, 2003; Whiteman *et al.*, 2004).

El viento en calma durante las madrugadas estables, en zonas planas o de valle, provoca una pérdida de radiación y calor en la superficie del suelo (Whiteman *et al.*, 2004). Este enfriamiento radiativo del aire cerca de la tierra puede causar una capa de inversión térmica sobre el suelo, que a su vez disminuye la radiación de onda larga hacia el suelo y promueve una radiación adicional de refrigeración (Kondo & Yamazawa, 1986; Maki & Harimaya, 1988).

Las bajas temperaturas mínimas en cuencas agrícolas interiores de clima frío, o en valles de gran tradición hortofrutícola sometidos a un período frío, pueden provocar heladas intensas y ocasionar un importante peligro para los cultivos. A una escala geomorfológica menor, este tipo de ITN parece ser más variable y incluso puede perder intensidad. Al analizar, por ejemplo, las temperaturas de superficie y de niveles superiores suprayacentes en estructuras geomorfológicas exokársticas de Gstettner-Alm (Austria), Sauberer y Dirmhirm (1954, 1956) constataron registros muy cambiantes, flujos débiles dentro de las dolinas y vientos sinópticos dominantes, que no llegaron a afectar los embolsamientos de aire frío acumulado en los fondos de las dichas estructuras.

La relación entre los fenómenos de inversión térmica y la concentración de contaminantes es un tema de actualidad a nivel global (Deng *et al.*, 2018; Guédjé *et al.*, 2017; Ning *et al.*, 2018; Wang Q. *et al.*, 2018; You *et al.*, 2018). Ello se debe a las graves consecuencias sanitarias y ambientales que dichos escenarios suelen provocar sobre la población y los ecosistemas. Por este motivo, algunas de las regiones urbanas más densamente contaminadas del mundo han sido estudiadas con el fin de establecer los factores que influyen en la génesis de estas situaciones, analizar los procesos de evolución de las mismas, y obtener información útil para salvaguardar la salud de la población. En este sentido, además de la valoración de la información histórica y las series recientes, algunos autores han completado sus estudios con la elaboración de tendencias futuras según los diferentes escenarios de cambio climático estimados (Caserini *et al.*, 2017; Ji *et al.*, 2015).

Recientemente, al estudio de las inversiones térmicas mediante el uso de los datos captados por las radiosondas, se debe sumar la aplicación de la tecnología LiDAR (*Light Detection and Ranging*; Wang *et al.*, 2015; Wang L. *et al.*, 2018) y los datos aportados por MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*; Kachar *et al.*, 2015; Tang *et al.*, 2017). La primera técnica es un instrumento de detección remota por láser activo, que proporciona mediciones en altura y tiempo. De este modo, se obtiene desde tierra una medición de la temperatura de la atmósfera, la cantidad de vapor de agua y aerosoles, que permite el reconocimiento de las capas de inversión en la estratosfera baja y la medición de los descensos de temperatura. La validez de dicha herramienta está contrastada por cuanto sus resultados

suelen coincidir con los obtenidos por las tradicionales radiosondas. Por el contrario, en el segundo caso, la información se obtiene a partir de las 36 bandas espectrales que capta el sensor MODIS (o espectrorradiómetro de imágenes de resolución moderada) instalado en los satélites Terra y Aqua de la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*).

El artículo analiza las situaciones de mayor intensidad de inversión comprendida entre 2011 y 2020, así como las variables meteorológicas que influyen en su génesis e intensidad. El principal objetivo es estudiar las diferencias de temperatura mínima en diferentes ámbitos geográficos dentro de la DHS, principalmente entre fondos de valle y superficies orográficamente accidentadas, así como las causas que las generan (sinópticas y de carácter superficial). Bajo inversiones térmicas con advección cálida en niveles bajos se producen diferencias de temperaturas mínimas muy contrastadas entre los fondos de valle y zonas de medianías topográficamente accidentadas.

Además, mediante el análisis de termografías de alta resolución, obtenidas por tele-detección (ASTER, *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), se ha elaborado un mapa de distribución espacial de las temperaturas registradas durante las madrugadas con intensos procesos de ITN. Además, se aborda en detalle el estudio de las termografías nocturnas con promedios de amplios intervalos temporales de jornadas estables. Las termografías utilizadas aportan, durante jornadas concretas de ITN, una cartografía de notables diferencias térmicas en el área de estudio.

Las heladas, además, han supuesto históricamente graves pérdidas económicas para el campo del sureste peninsular, incluso en valles y depresiones prelitorales. La importancia del sector agrícola en el sureste peninsular es capital, representando, por ejemplo, un 4,6% del PIB de la Región de Murcia. Es más, el sector agroalimentario de la Región de Murcia genera el 20,0% del PIB con un volumen de 2,5 millones de toneladas, cifra que representa un 12,9% del total nacional (Martínez-Carrasco & Martínez Paz, 2012). La mayoría de estos cultivos se asientan en los fondos de valle, donde las temperaturas mínimas son más bajas en la mayoría de madrugadas anuales. Conocer tales diferencias y los mecanismos de inversión térmica justifica esta investigación.

II. DATOS Y MÉTODOS

1. Datos

Para el estudio de las 50 jornadas de ITN más intensas, durante el período 2011-2020, se han empleado los datos de un total de 58 observatorios meteorológicas pertenecientes a las redes de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), al Sistema de Información Agroclimática para el Regadío (SIAR), del Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente, y al Servicio Automático de Información Hidrológica (SAIH), de la Confederación Hidrográfica del Segura (CHS) (tabla I). Un total de 25 observatorios utilizan variables de humedad relativa (RH), y datos de dirección (WD) y velocidad de viento (WV). Se trata de datos nocturnos horarios (00 a 06 UTC) que incluyen la franja horaria de madru-

gada. En segundo lugar, se han analizado los datos de los sondeos meteorológicos diarios nocturnos (00 UTC) del observatorio meteorológico de Murcia – AEMET (Código 8430), correspondientes a los niveles geopotenciales de 850, 700, 500 y 300hPa durante dichas jornadas. Para cada uno de ellos se considera la temperatura (T_{300} , T_{500} , T_{700} y T_{850}), la humedad relativa (RH_{300} , RH_{500} , RH_{700} y RH_{850}), la dirección (WD_{300} , WD_{500} , WD_{700} y WD_{850} hPa) y velocidad del viento (WV_{300} , WV_{500} , WV_{700} y WV_{850} hPa). Además, se utilizan las variables referentes a la estructura del estrato de inversión térmica: Z_{BASE} , T_{BASE} , Z_{TOP} y T_{TOP} , DZ_{INV} , DT_{INV} y LR (Tavousi & Abadi, 2016).

Para el análisis se han elegido cinco comarcas o ámbitos geográficos diferentes, todos ellos pertenecientes a la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia: Altiplano, Noroeste, Guadalentín, Vega Media del río Segura (VMRS), y Vega Baja del río Segura (VBRS) (fig. 1). Dicha elección ha estado principalmente motivada por criterios orográficos y agrícolas, además de una mayor disponibilidad de información de datos diarios y horarios de temperatura, humedad relativa y dirección y velocidad del viento. En concreto se han seleccionado comarcas interiores que representan una mayor variedad orográfica y desnivel altitudinal, caracterizada por la intercalación de valles, sistemas montañosos y altiplanos (tabla I).

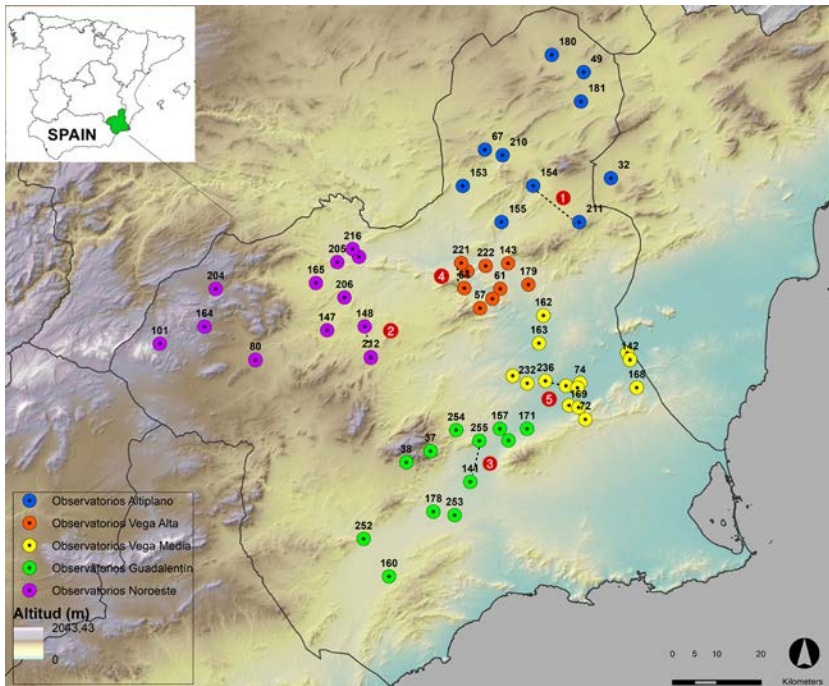


Fig. 1 – Distribución espacial de los observatorios meteorológicos utilizados en el análisis de ITN más intensas dentro de la DHS.

Fig. 1 – Spatial distribution of the meteorological observatories used in the analysis of more intense ITNs within the DHS.

Tabla I – Observatorios meteorológicos utilizados en el análisis de ITN más intensas dentro de la DHS.

Table I – Meteorological observatories used in the analysis of more intense ITNs within the DHS.

ID	Nombre	Red	Altitud (m)	ID	Nombre	Red	Altitud (m)
156	La Pilica	SIAR	161	161	El Esparragal	SIAR	319
72	El Sequén	AEMET	156	255	Imp. Alhama	SAIH	244
162	Campotéjar	SIAR	146	178	Lebor	SIAR	236
168	C. de la Plata	SIAR	125	253	El Paretón	SAIH	210
232	Rambra Salada	SAIH	106	141	La Calavera	SIAR	169
163	El Llano	SIAR	80	157	La Egesa	SIAR	164
21	Aer. Alcantarilla	AEMET	70	171	La Vereda	SIAR	140
20	Guadalupe	AEMET	61	256	E. José Bautista	SAIH	133
236	Contraparada	SAIH	57	101	Inazares	AEMET	1347
169	La Alberca	SIAR	56	164	Casas del Rey	SIAR	1232
239	Reguerón	SAIH	55	204	E. La Risca	SAIH	1066
237	R. Berniscornia	SAIH	45	80	Barranda	SIAR	869
238	Murcia Autovía	SAIH	43	212	Bullas	SAIH	631
74	Inst. Alfonso X	AEMET	41	147	La Torrecica	SIAR	507
240	Beniel	AEMET	30	216	Serratilla	SAIH	491
142	Los Álamos	SIAR	27	165	Venta Ulea	SIAR	456
57	La Calera	AEMET	490	148	El Chaparral	SIAR	433
64	Sierra del Oro	AEMET	445	206	E. Argos	SAIH	418
143	Blanca	SIAR	282	205	E. Moratalla	SAIH	331
179	Ulea	SIAR	236	144	Las Rotas	SIAR	275
222	E. del Moro	SAIH	216	211	La Zarza	SAIH	660
221	Cieza	SAIH	166	180	Moratillas	SIAR	658
213	Menjú	SAIH	159	49	Yecla	AEMET	582
214	Azúd de Ojós	SAIH	154	32	Pinoso	AEMET	575
37	Huerta Espuña	AEMET	823	181	Pinillos	SIAR	567
38	Alquerías	AEMET	804	154	Las Encebras	SIAR	491
254	Caserío Gebas	SAIH	417	210	Jumilla	SAIH	471
252	A. Lorca	SAIH	331	153	Judío	SIAR	395
160	Purias	SIAR	324	155	Román	SIAR	341

Así mismo, se han utilizado datos de reanálisis atmosférico en diferentes niveles geopotenciales (300, 500, 700 y 850hPa), y en el campo de presión atmosférica superficial. Se obtiene una cartografía promedio de las 50 jornadas analizadas a través del NCEP II Reanalysis, cuya fuente de datos es el modelo estadounidense GFS (*Global Forecast System*) (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>) elaborado por el *National Oceanic and Atmospheric Administration Physical Sciences Laboratory* (NOAA PSL) en Boulder, Colorado (Estados Unidos, EE. UU).

En la elaboración de termografías o mapas de distribución de temperatura superficial se han empleado imágenes del sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*). Se trata de un instrumento a bordo del satélite Terra que fue lanzado en diciembre de 1999, y diseñado para adquirir datos de temperatura, emisividad, reflectancia y elevación de la superficie terrestre. Una imagen ASTER abarca una resolución espacial de 60 por 60km, y los datos se adquieren simultáneamente a tres

resoluciones. Las termografías son realizadas con la banda AST_L1T, de 90m de resolución espacial con 5 bandas entre 8,29 y 11,13 micrómetros.

Las imágenes satelitales, exentas de nubosidad, han sido obtenidas de la *web* <https://earthexplorer.usgs.gov/> para las jornadas del 29 de julio de 2017, 21 de agosto de 2017, 10 de octubre de 2017, 11 de noviembre de 2017, 4 y 5 de diciembre de 2017, 9 de enero de 2018, y 9 de agosto de 2018.

2. Métodos

La identificación y selección de las 50 madrugadas con mayor intensidad de inversión analizadas en el artículo ha sido realizada mediante la aplicación de los índices de intensidad de inversión (I) de Iacobellis *et al.* (2009) (eq. 1) y de Ferreria y Shipp (2005) (eq. 2):

$$I = (DT_{INV})^2 / 3 + Z(DZ_{INV}) \quad (\text{Eq. 1})$$

donde DT_{INV} es la diferencia de temperatura o intensidad de la capa de inversión (en ° Kelvin), DZ_{INV} es el espesor de la capa de inversión (en m), y Z es la altitud del observatorio meteorológico (desde donde se lanza el sondeo) en hm.

$$D\theta_{850} = T_{850} - T_{2M} \quad (\text{Eq. 2})$$

donde T_{850} es la temperatura en el geopotencial de 850hPa (°C), y T_{2M} es la temperatura a 2m sobre el suelo (en °C).

Una vez detectadas estas jornadas se ha adoptado el índice propuesto por el autor (C_{INV}) (*Temperature Inversion Capacity Index*), con el fin de calcular y cartografiar la distribución espacial de la capacidad de inversión térmica. El índice expresa la diferencia (en °C) entre la temperatura registrada en superficie por un observatorio meteorológico y la temperatura geopotencial que marca el sondeo atmosférico a la altitud de dicho observatorio (eq. 3).

$$C_{INV} = TZ_{GEOP}(i) - TS(i) \quad (\text{Eq. 3})$$

donde $TZ_{GEOP}(i)$ es la temperatura geopotencial a la altitud de la estación meteorológica (en °C) proporcionada por el sondeo atmosférico y $TS(i)$ la temperatura superficial de la estación meteorológica (en °C).

Las variables atmosféricas (temperatura, humedad relativa, dirección y velocidad del viento a diferentes niveles altitudinales) han sido correlacionadas estadísticamente con la intensidad de inversión para comprobar su grado relativo de influencia (eq. 4). Con tal fin, se ha utilizado el coeficiente de correlación de Kendall (Kendall, 1938), y los niveles de significancia (*p value*) de 0,001 (***) , 0,01 (**) y 0,5 (*):

$$\omega = 12 \sum D^2 / m^2 n (n^2 - 1) \quad (\text{Eq. 4})$$

donde ω es el estadístico de Kendall, $D = \Sigma R - (\Sigma R/n)$, m el rango de evaluadores, n el número de objetos, y ΣR la suma de rangos. La significancia del coeficiente de Kendall (eq. 5) fue calculada mediante la expresión:

$$c^2 = k (N - 1) \omega \quad (\text{Eq. 5})$$

donde c^2 está distribuido como chi-cuadrada con $N - 1$ grados de libertad; k , número de evaluadores; N , número de sujetos, y ω , el coeficiente calculado de Kendall.

A partir de los datos aportados por el sondeo atmosférico se ha obtenido la profundidad de la capa límite (Z_i) y el coeficiente de mezcla vertical (K_z), de acuerdo con las clases de estabilidad de Pasquill (1961), para, a continuación, aplicar dichos parámetros en el análisis de las 50 jornadas de ITN más intensas.

La profundidad de la capa límite (Z_i) es la distancia desde la superficie hasta un punto donde la velocidad del flujo ha alcanzado esencialmente la velocidad de “flujo libre” (Prandtl, 1904). Es el espesor de la atmósfera en que se difunden (se mezclan) los contaminantes. Durante el día, el aporte de calor y la consiguiente mezcla vertical del aire incrementan el grosor de la capa límite, que alcanza su máxima altura a primeras horas de la tarde; por el contrario, durante la noche el enfriamiento del suelo impide la turbulencia y el espesor se reduce.

El coeficiente de mezcla vertical (K_z) es una medida de la mezcla turbulenta dentro de la capa límite. La interacción de ambas o estabilidad de la atmósfera, depende de la diferencia de temperatura entre una porción de aire y el aire que la rodea.

Las imágenes satelitales ASTER (AST_L1T) han sido tratadas para convertir las unidades de radiancia y reflectividad a temperatura superficial en Kelvin ($^{\circ}\text{K}$), y posteriormente a Celsius ($^{\circ}\text{C}$). Este proceso es realizado mediante el software de tratamiento de imágenes satelitales ENVI 5.3 a través de três pasos (eq. 6). Posteriormente se realiza una validación entre los datos térmicos superficiales aportados por la imagen ASTER y las temperaturas superficiales de los observatorios meteorológicos:

1. Corrección y calibración radiométrica de las bandas de emisividad;
2. Corrección térmica atmosférica;
3. Normalización de emisividad.

$$T = \frac{\left(\frac{hc}{k}\right)}{\lambda * \ln\left(\frac{2hc^2}{L\lambda^5} + 1\right)}$$

(Eq. 6)

donde k es la constante de Stefan Boltzmann, hc es la constante de la plancha, L es la radiancia y T es la temperatura de brillo (Akhoondzadeh & Saradjian, 2008).

El peso relativo de cada grupo de variables implicadas en los procesos más intensos de inversión térmica ha sido determinado mediante un Análisis de Componentes Princi-

pales (PCA). La idoneidad de los datos para realizar este análisis fue comprobada con el test de *Kaiser-Meyer-Olkin* (KMO), que se utilizó como medida de homogeneidad de variables, comparando los valores de los coeficientes de correlación observados con los de correlación parcial (Sharma, 1996). Una medida de KMO superior a 0,50 se considera aceptable para el análisis PCA (Montoya Suárez, 2007).

III. RESULTADOS

1. Características de las variables superficiales en las jornadas de inversiones térmicas nocturnas con advección cálida en niveles bajos

Los eventos de ITN son muy frecuentes en el área metropolitana de Murcia, con un 83,7% de noches de inversión al año (Espín Sánchez, 2021). Se trata en su mayoría de inversiones térmicas con advección cálida en niveles bajos. Las SBI (inversiones de estrato bajo) comienzan a desarrollarse desde el nivel del suelo hasta los 1000m de altitud (Stryhal *et al.*, 2017). En regiones de clima mediterráneo, como California, el porcentaje de noches de inversión térmica nocturna llega al 65% en invierno, y al 100% en el periodo estival (1960-2007) (Iacobellis *et al.*, 2009), evidenciando que se trata de un fenómeno de gran importancia en climas áridos y semiáridos. Ello genera una distribución térmica tremendamente anómala en topografías irregulares y complejas, con diferencias térmicas altitudinales y horizontales extraordinarias.

De las 50 jornadas analizadas con mayor intensidad de inversión térmica nocturna en el área de estudio (2011-2020), 14 episodios (28%) tienen lugar en noviembre, siendo éste el mes donde se concentran las más intensas en términos absolutos. Los meses invernales registran un total de 24 episodios (48%), repartidos entre diciembre (7), enero (10), y febrero (7). El resto de este tipo de jornadas se distribuyen entre octubre con 5 episodios nocturnos (10%), marzo con 4 (8%), y abril y mayo con una jornada cada uno. No se contabilizan en periodo estival (junio-agosto), donde los procesos de inversión térmica se caracterizan por ser presentar una menor intensidad y un estrato de inversión más elevado.

El área de estudio, principalmente representado en algunas comarcas como la del Noroeste, se caracterizan por poseer un notable desnivel altitudinal. Las temperaturas mínimas más bajas, se localizan en valles de diferente altitud, donde destaca, por un lado, El Chaparral (Cehegín), en pleno valle del Quipar (400m de altitud), con una temperatura media de las mínimas de $-0,4^{\circ}\text{C}$, y por otro, uno de los ámbitos más fríos de la Región de Murcia, el Embalse de la Risca, situada en el Campo de San Juan (Moratalla), a una altitud de 1000m ($-0,4^{\circ}\text{C}$). Sin embargo, aquellas estaciones meteorológicas situadas en topografías más complejas registran temperaturas más elevadas, como es el caso de Bullas ($7,2^{\circ}\text{C}$), Serratilla ($6,5^{\circ}\text{C}$) o Casas del Rey, que, a pesar de situarse a una altitud superior a 1200m, su temperatura promedio es de $5,4^{\circ}\text{C}$ (fig. 2). Se trata de ámbitos geográficos en resalte topográfico, zonas de medianías, o el centro de la ciudad de Murcia,

influenciada por el efecto de la isla de calor urbana (ICU) durante la época invernal. Los análisis realizados sobre la ICU reflejan un incremento medio de 2,3°C, y absoluto de 4°C en las temperaturas mínimas (Hernández *et al.*, 2009).

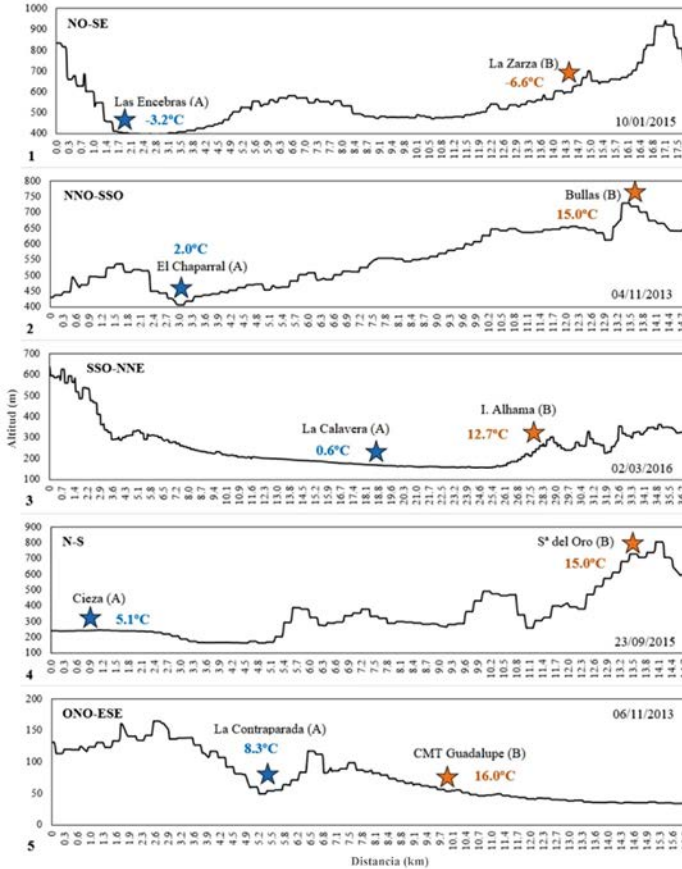


Fig. 2 – Perfiles topográficos con representación de los puntos de emplazamiento de las estaciones de valle y ladera, e indicación de las temperaturas mínimas absolutas registradas en la ITN de mayor diferencia térmica (2011-2020).

Fig. 2 – Topographic profiles with representation of the location points of the valley and hillside stations, and indication of the absolute minimum temperatures recorded in the ITN with the greatest thermal difference (2011-2020).

El contraste térmico de las temperaturas mínimas es especialmente relevante en la Vega Media del río Segura. El contraste más significativo se da entre La Contraparada (CAP – piscinas de aire frío o *cold air pools*) y el Centro Meteorológico Territorial (CMT) de AEMET de Guadalupe (resalte topográfico), con un desnivel altitudinal de 4m y 4,2km de distancia. La diferencia térmica alcanza 7,7°C el 06/11/2013 (temperaturas mínimas de 16,0°C en el CMT de Guadalupe y 8,3°C en la Contraparada) (tabla II).

Tabla II – Diferencias térmicas y gradientes verticales entre estaciones ubicadas en CAP (fondos de valle) y en laderas (2011-2020).

Table II – Thermal differences and vertical gradients between stations located in CAP (valley bottoms) and on slopes (2011-2020).

	Las Encebras (A) y La Zarza (B)	El Chaparral (A) y Bullas (B)	La Calavera (A) y Imp. Alhama (B)	Cieza (A) y S ^a del Oro (B)	Contraparada (A) y Guadalupe (B)
Distancia (km)	10,8	7,0	7,3	6,5	4,2
Dif altitudinal (m)	169,0	198,0	75,0	279,0	4,0
Dif T Media (°C)	3,3	7,6	5,7	4,7	3,2
Dif T Absoluta (°C)	9,8	13,0	12,1	9,9	7,7

La humedad relativa nocturna registra importantes diferencias entre zonas de CAP y las orográficamente complejas. En espacios que se sitúan fuera de las CAP, los valores higrométricos son bajos, habituales de zonas que se sitúan fuera de las zonas de ITN (56,1% en Blanca y 63,3% en Ulea). Los observatorios ubicados por encima del estrato de inversión quedan influenciados por las características de las masas de aire que afectan al sureste peninsular durante este tipo de jornadas.

El observatorio meteorológico del Chaparral, con temperaturas que se sitúan con mucha frecuencia por debajo de los 0°C, la humedad relativa llega al 80,8%, mientras que, otro emplazamiento de valle a escasa altitud (Las Rotas), y junto al río Segura, registra una humedad relativa algo elevada (77,4%) (fig. 3).

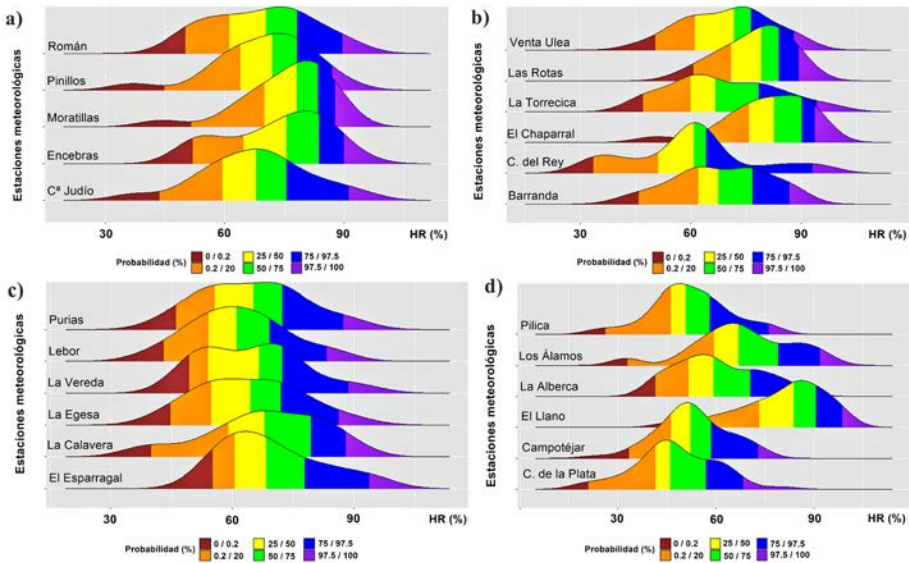


Fig. 3 – Distribución de la humedad relativa media nocturna (%) durante las 50 jornadas de ITN más intensas en: a) Altiplano, b) Noroeste, c) Guadalentín, y d) Vega Media del Segura (2011-2020).

Fig. 3 – Distribution of the average nighttime relative humidity (%) during the 50 most intense ITN days in: a) Altiplano, b) Northwest, c) Guadalentín, and d) Average Vega del Segura (2011-2020).

En general, la velocidad del flujo durante las madrugadas analizadas es muy débil (4,4km/h), con 16 jornadas donde el flujo es extremadamente débil, casi de calma (<3,0km/h). Los valores más elevados aparecen en sectores elevados, con orografía más compleja, como Venta Ulea y Casas del Rey (5,6km/h). Sin embargo, en valles de baja altitud, donde la influencia del viento es apenas relevante, y existe menos pendiente orográfica para los vientos de montaña, los valores medios son muy bajos, prácticamente imperceptibles. Es el caso de los observatorios de La Torrecica y Las Rotas (1,6km/h) o El Chaparral (2,0km/h) (figs. 4a y 4b). Por su parte, los observatorios ubicados en zonas orográficamente complejas, obtienen flujos sinópticos con mayor velocidad media con predominio de componente suroeste, como es el caso de Ulea y Campotéjar (figs. 4c y 4d).

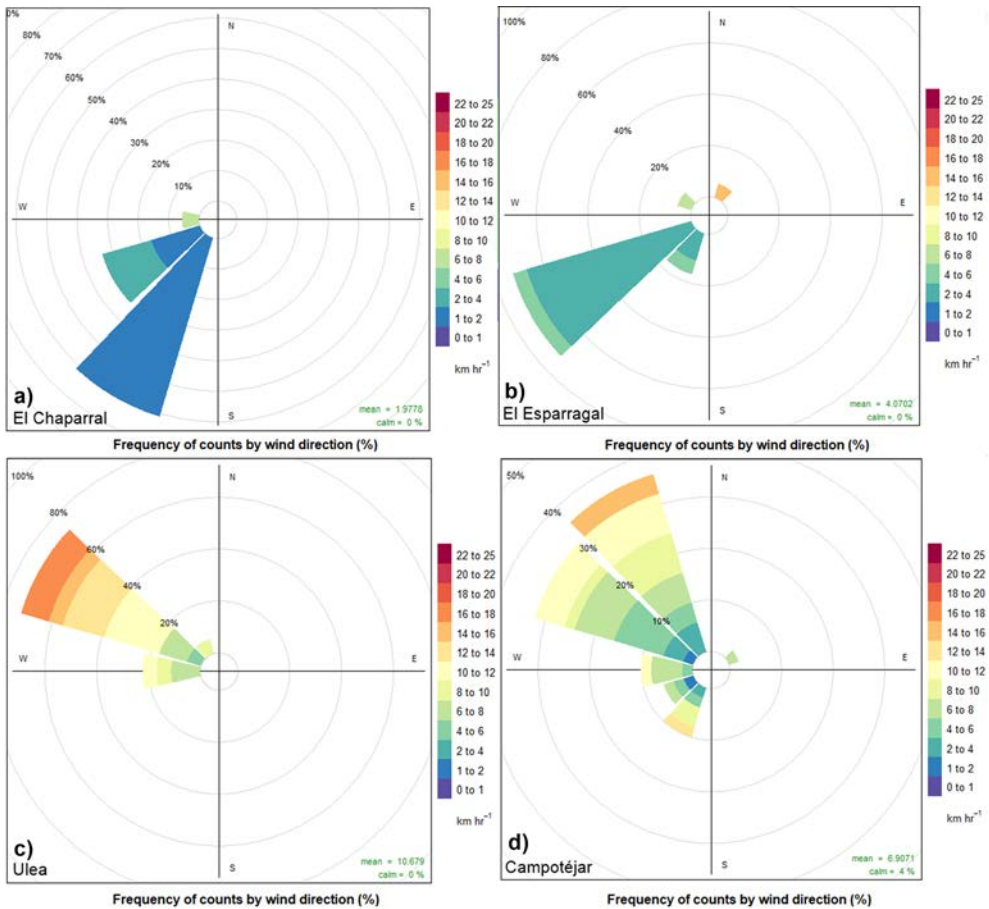


Fig. 4 – Diagrama “windrose”, que representa la distribución frecuencial, por estación, de la velocidad y dirección del viento nocturno, durante las 50 ITN más intensas (2011-2020).

Fig. 4 – “Windrose” diagram, which represents the frequency distribution, by station, of the speed and direction of the night wind, during the 50 most intense ITNs (2011-2020).

La estación meteorológica de El Chaparral registra la mayor capacidad de inversión térmica de los observatorios analizados (16,2°C), no sólo en la comarca, sino de todas las estaciones de las cuatro zonas analizadas (fig. 5). Pese a situarse a una altitud de 430m, las temperaturas mínimas registradas inferiores a -8°C, bajo masas de aire templadas en niveles medios atmosféricos, generan C_{INV} extraordinarias, de hasta 21,5°C el 7 de enero de 2014.

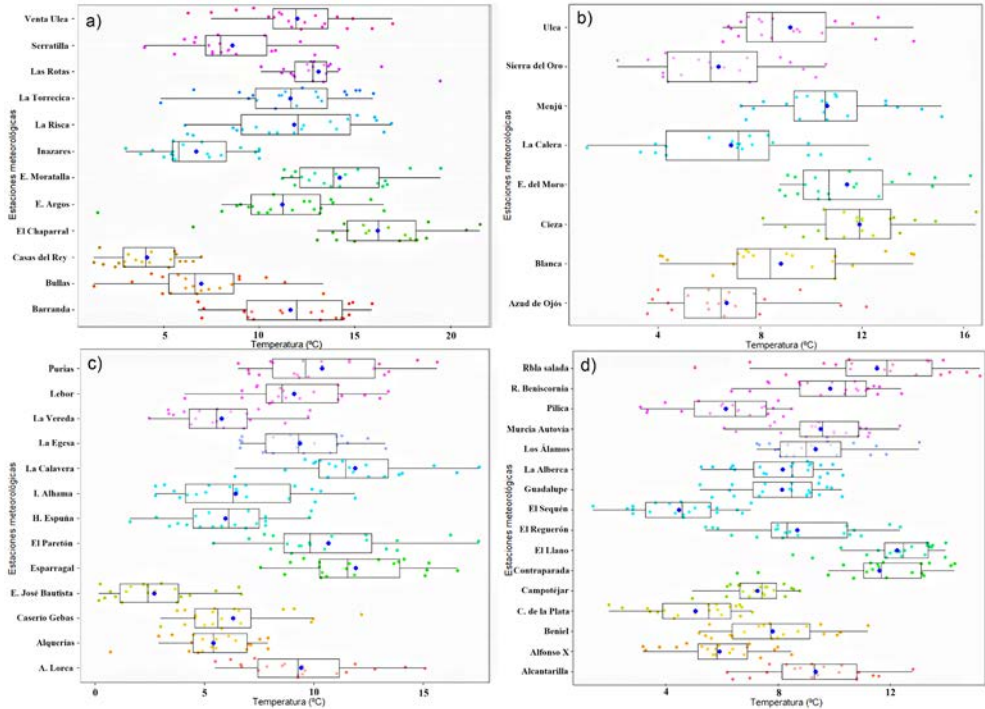


Fig. 5 – Distribución de la C_{INV} (°C) durante las 50 jornadas más intensas en: a) Noroeste, b) Vega Alta del Segura, c) Guadalentín, y d) Vega Media del Segura (2011-2020).

Fig. 5 – C_{INV} distribution (°C) during the 50 most intense days in: a) Northwest, b) Vega Alta del Segura, c) Guadalentín, and d) Vega Media del Segura (2011-2020).

Por su parte, ámbitos montañosos en topografía compleja (Inazares o Casas del Rey), registran valores medios entre 6,7 y 4,1°C (capacidad extremadamente débil a débil). El casco urbano de Bullas, ubicado sobre un cerro, o la cima de la Serratilla en Calasparra, obtienen valores entre 7 y 9°C, lo que evidencia unas diferencias notables respecto a las estaciones meteorológicas ubicadas en zonas de CAP.

2. Datos aportados por los sondeos atmosféricos de la ciudad de Murcia

Los sondeos atmosféricos del CMT de Guadalupe – AEMET (Murcia), realizados en hora nocturna (00h UTC), arrojan resultados de gran interés. En primer lugar, es preciso señalar que la T_{BASE} de los estratos de ITN no es excesivamente baja (8,6°C) durante las 50

jornadas analizadas. Ello implica la existencia de masas de aire templadas en niveles medios-altos atmosféricos, con valores por encima de lo habitual en la estación invernal (7,3°C para el periodo 1983-2016). La temperatura en el geopotencial de 850hPa (T850) corrobora la presencia de masas templadas, al registrar una importante anomalía positiva respecto a la media invernal (9,9°C frente a 5,4°C) (1983-2016) (fig. 6a). El resto de niveles geopotenciales (700, 500 y 350hPa) obtienen también anomalías positivas para las fechas de análisis, con valores medios de 0,5°C, -16,7°C y -43,5°C respectivamente. Los valores higrométricos reflejan masas de aire con muy poca carga de humedad. La RH850 obtiene resultados relativamente bajos (40,8%), aunque los valores caen rápidamente en los niveles geopotenciales de 700 a 300hPa (21,1 a 18.1% respectivamente) (fig. 6b). En determinadas jornadas, como el 22 y 26 de noviembre de 2013 o el 6 de diciembre de 2013, los valores de HR se sitúan entre 1 y 3%. Se trata, por tanto, de masas de aire templadas y extremadamente secas, tal y como se podrá comprobar en el próximo apartado.

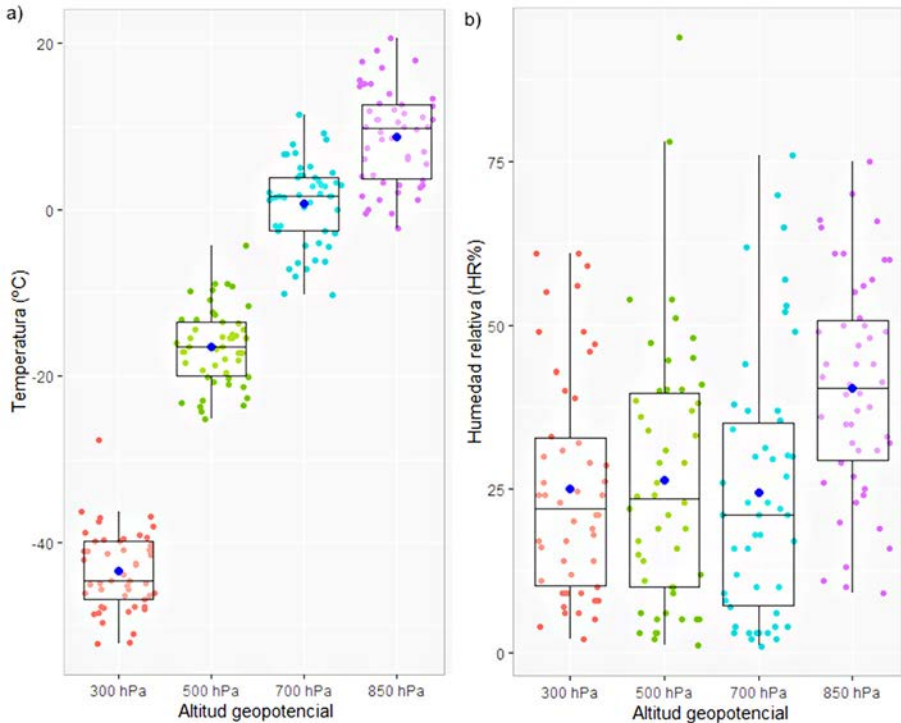


Fig. 6 – Distribución de a) T300, T500, T700 y T850 y b) y RH300, RH500, RH700 y RH850 durante las 50 jornadas analizadas.

Fig. 6 – Distribution of a) T300, T500, T700 and T850 and b) and RH300, RH500, RH700 and RH850 during the 50 days analyzed.

Fuente: CMT de Murcia (AEMET) (00 UTC)

La velocidad del viento en los niveles atmosféricos analizados muestra registros no demasiado fuertes para la época invernal, donde la corriente en chorro suele mostrarse fuerte en las inmediaciones de la Península Ibérica. La velocidad del viento a 850hPa (WV850) obtiene un valor medio en 24,8km/h, valor relativamente bajo en periodo invernal (promedio de 32km/h durante el mes de enero para el periodo 1983-2017). Mientras que, en niveles superiores (700 a 300hPa), la velocidad oscila entre 35,9 y 79,4km/h (fig. 7). La dirección media de viento en niveles medios y altos atmosféricos viene marcada por direcciones predominantemente del 3 y 4º cuadrante, cuyas direcciones oscilan entre 180 y 360º (fig. 7). En el nivel geopotencial de 850 y 500hPa, el predominio es para la componente SSO, masas de aire templada que son alimentadas por dorsales subtropicales, como se detalla en el siguiente apartado. Por su parte, en los niveles de 700 y 300hPa, el abanico es algo más amplio, con predominios de componente S, NO y N. Eso sí, en los cuatro niveles, las velocidades más bajas, y, por tanto, de mayor calma nocturna, se registra en los primeros metros de la columna atmosférica, con una componente predominante SSO.

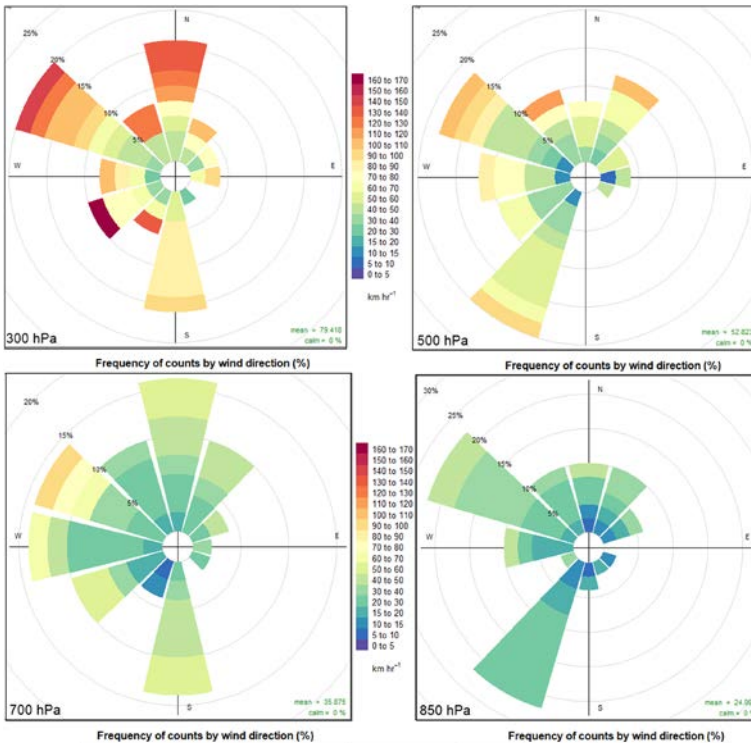


Fig. 7 – Diagrama “windrose” con la distribución de la velocidad y dirección del viento nocturno para los geopotenciales de 850, 700, 500 y 300hPa en las 50 jornadas analizadas.

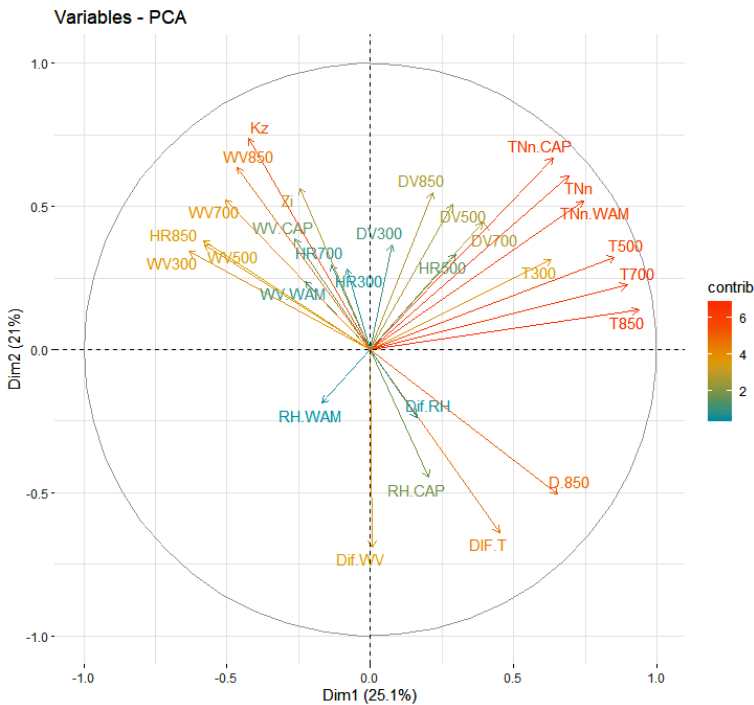
Fig. 7 – “Windrose” diagram with the distribution of the speed and direction of the night wind for the geopotentials of 850, 700, 500 and 300hPa in the 50 days analyzed.

Fuente: CMT de Murcia (AEMET) (00 UTC)

3. Influencia de las variables meteorológicas en la intensidad de inversión térmica nocturna

Las diferencias de temperatura entre zonas de CAP y áreas orográficamente complejas durante las madrugadas estables vienen determinadas por las condiciones atmosféricas impuestas y por las características de las variables meteorológicas analizadas.

En el análisis realizado, el índice del Test de Kaiser-Meyer-Olkin (KMO) es de 0,5 (análisis del sistema de medición general MSA), lo que, sin ser realmente elevado, está en el umbral estadístico para llevar a cabo la PCA. Una parte importante de la varianza de las variables analizadas queda explicada por las dos primeras componentes, con un 48,0% de la varianza. Las variables propuestas pasar a ser explicadas principalmente por dos componentes, que contienen la mitad de toda la información (fig. 8). Las variables que más peso ejercen sobre ambas variables, son, por un lado, las temperaturas y dirección del viento en los diferentes niveles atmosféricos, y por otro, la velocidad del viento, humedad relativa a diferentes estratos atmosféricos, e índices de estabilidad.



Se utilizan las variables de Kz (coeficiente de mezcla vertical), Zi (altura capa límite), WV850, WV700, WV500, WV300, WV WAM y WV CAP, DV850, DV700, DV500, DV300, DVCAP y DVWAM, HR850, HR700, HR500, HR300, HRCAP y HRWAM, T850, T700, T500, T300, TCAP y TWAM, VVDif (diferencia en la velocidad del viento entre los observatorios), DifT (diferencia térmica entre los observatorios), D0850 (intensidad de inversión), TNn, TNn CAP, y TNnWAM.

Fig. 8 – Gráfico *Biplot* o círculo de correlaciones. Combina la representación de las componentes analizadas.

Fig. 8 – *Biplot chart or circle of correlations. Combines the representation of the components analyzed.*

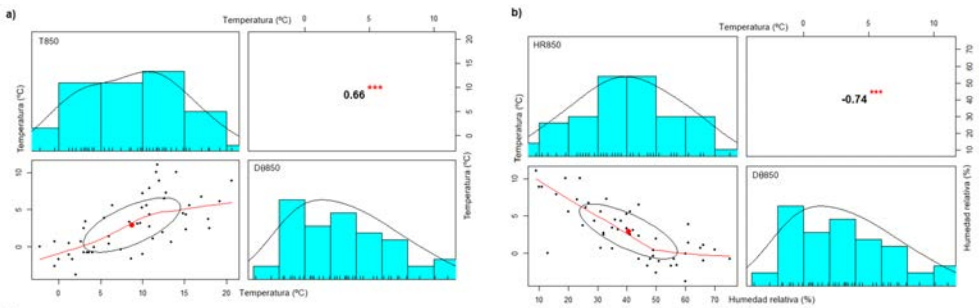
Según el gráfico *Biplot*, las variables más influyentes en la intensidad de inversión (D0850), y, por tanto, en la diferencia de temperatura entre zonas de inversión (CAP) y áreas más accidentadas, es el coeficiente de mezcla vertical (Kz), la altura de la capa límite (Zi), la velocidad del viento en los geopotenciales de 850 a 300hPa, y la humedad relativa a 850hPa. Estas variables tienen un peso importante en el segundo eje (ordenadas), con valores que se aproximan a 0,7 y -0,7 (fig. 8). Por su parte, las temperaturas a diferentes niveles geopotenciales (300 a 850hPa) tienen una mayor influencia en las temperaturas mínimas superficiales (TNn), junto a la dirección del viento (DV300 a 850hPa). En el eje principal o de abscisas, obtienen valores de 0,5 a 1,0.

Por tanto, para que un proceso de ITN registre una intensidad de inversión elevada, y, por tanto, temperaturas muy contrastadas entre zonas de valle y medianías, las características son las siguientes:

- Aparición durante la época fría del año (septiembre a mayo). Pero especialmente durante los meses de noviembre a marzo, donde se registra el 84% de las jornadas analizadas. Se trata de la época del año donde hay un mayor número de horas nocturnas, y, por tanto, los procesos de ITN disponen de una mayor duración para hacer más eficiente sus mecanismos de deposición de aire frío en las zonas más deprimidas;
- Estabilidad en niveles medios y altos atmosféricos. Existe una alta correlación entre una mayor intensidad de inversión (D0850) y masas de aire templadas en niveles medios atmosféricos (especialmente en el geopotencial de 850hPa). La correlación estadística según Kendall (R^2) adquiere valores importantes con la T850 (0,66), WV850 (-0,64) y especialmente la RH850 (-0,74) (fig. 9a). Por tanto, a mayor temperatura, menor humedad relativa, y una velocidad del viento más débil, los procesos de ITN son más intensos. Los resultados de la RH850 en las jornadas analizadas, muestran que, cuando la intensidad de inversión (D0850) supera los 7°C, la humedad relativa a 850hPa es igual o inferior al 30%. Por tanto, las inversiones térmicas aumentan de intensidad al disminuir la humedad relativa al nivel de 850hPa. En las islas Svalbard, Vihma *et al.* (2011b) también encuentran importantes correlaciones con el geopotencial a 850hPa, especialmente con los valores de humedad relativa de masas de aire con muy poca carga higrométrica (R^2 de 0,88). Se trata de inversiones térmicas con estrato cálido, alimentadas por masas de aire en niveles medios atmosféricos con anomalías térmicas positivas. En el análisis efectuado, la T850 registra un valor medio de 9,9°C durante las jornadas invernales, frente a un promedio climatológico de 5,4°C (1983-2016). Además, las jornadas que registran intensidades (D0850) superior a 5°C, registran T850 igual o superior a 10°C, valor anómalo en invierno (fig. 9b);
- Las altas presiones en los geopotenciales analizados configuran una atmósfera muy estable, con velocidades de viento muy débiles a 850 y 700hPa, y bajos valores higrométricos a 850hPa. Ello genera unos primeros metros de la atmósfera (altura de la capa límite, Zi) muy calmada, donde el coeficiente de mezcla vertical (Kz) registra valores exigüos. Existe una importante correlación de Kz con la diferencia

de temperatura entre observatorios en zonas de CAP y los que se sitúan fuera de la influencia de la inversión térmica (R^2 de $-0,74$), mientras que, con la altura de la capa límite (Z_i) la correlación es de $-0,57$. Los valores de K_z son incluso mayores para la Comarca del Noroeste (R^2 de $-0,77$). Valores muy bajos del coeficiente de mezcla vertical supone una mayor diferencia de temperatura en madrugadas con ITN. En las jornadas de análisis, las diferencias de temperatura igual o superior a 7°C corresponden a valores de K_z extremadamente bajos ($< 50\text{m}^2/\text{s}$);

- Las temperaturas mínimas superficiales (T_n) registradas en las regiones analizadas obtienen una alta correlación estadística con las características térmicas de las masas de aire a 850, 700 y 500hPa (R^2 de 0,75 a 0,78). Los valores son algo más elevadas para las temperaturas registradas en los observatorios sin influencia de ITN (0,81 con T_{850}), donde se pone de manifiesto, que, dichos observatorios se encuentran más influenciados por las características generales de los niveles medios y altos atmosféricos.



* nivel de significancia estadística del 0,90, ** nivel de significancia estadística del 0,95, y *** nivel de significancia estadística del 0,99.

Fig. 9 – Coeficiente de correlación según Kendall entre: a) la diferencia de temperatura potencial o intensidad de inversión ($D0850$) ($^\circ\text{C}$) vs la humedad relativa (%); y b) la diferencia de temperatura potencial o intensidad de inversión ($D0850$) ($^\circ\text{C}$) vs temperatura geopotencial a 850hPa ($T850$) durante las 50 jornadas analizadas.

Fig. 9 – Correlation coefficient according to Kendall between: a) the potential temperature difference or inversion intensity ($D0850$) ($^\circ\text{C}$) vs relative humidity (%); and b) the potential temperature difference or inversion intensity ($D0850$) ($^\circ\text{C}$) vs geopotential temperature at 850hPa ($T850$) during the 50 days analyzed.

4. Configuración sinóptica y trayectorias de masas de aire

Tras el análisis de las 50 jornadas han sido definidos cuatro patrones sinópticos referentes a las configuraciones atmosféricas: dorsal subtropical marítima (D^Tm), dorsal subtropical continental (D^Tc), circulación zonal atlántica (CZA), y vaguada polar marítima (VPm) al oeste de la Península Ibérica. Todos los tipos obtienen un denominador común, una advección del oeste de masas de aire de procedencia atlántica con características templadas. En su mayoría procedentes de la costa este de Canadá, y sufren procesos de aumento de la temperatura debido a la corriente del Golfo.

La DTm aparece en 23 jornadas, con un peso relativo importante respecto al total (46%). La dorsal se ubica preferentemente al oeste de la Península Ibérica, con un eje inclinado dirección (SO-NE). Registra una altitud media en el geopotencial de 500hPa de 5730m, cifra superior al promedio invernal sobre la ciudad de Murcia (5670m) (Garrido *et al.*, 2014). En superficie, el anticiclón de las Azores aparece centrado sobre el Atlántico central, con una presión media realmente importante (1032,6hPa).

La CZA, con advección subtropical marítima, aparece en 10 jornadas (20%). Se caracteriza por la presencia del Anticiclón de las Azores sobre el Atlántico central (1028hPa). Es reforzado por temperaturas templadas y estabilidad en niveles altos atmosféricos (5720m), con masas de aire que arrancan de dos sectores geográficos principales, de las Islas de las Azores (Atlántico central) y de la península de Terranova.

La VPm viene definida por una vaguada situada al oeste de la Península Ibérica. Se produce en un total de 9 ocasiones (18% del total). El sureste de la Península Ibérica queda bajo la influencia del sector delantero occidental de la dorsal subtropical continental, que afecta directamente al Mediterráneo central (altitud geopotencial a 500hPa de 5620m). Las masas de aire proceden en la mayoría de ocasiones de la zona central de EE. UU y Canadá, y un origen secundario de Groenlandia. A pesar de la reducción de la presión atmosférica media en el área de estudio, mantiene altas presiones relativas (1015hPa).

La cartografía media de las 50 jornadas analizadas refleja una zona de difluencia o dipolo sobre la Península Ibérica en niveles medios y altos atmosféricos (500 y 300hPa) (fig. 10). En capas medias-bajas atmosféricas aparece una DTm, cuyo eje, se posiciona en sentido NNO-SSE al oeste de Marruecos. Se trata, de una gran dorsal planetaria con clara influencia sobre la casi totalidad de la Península Ibérica. Además, en el geopotencial de 850hPa, la dorsal se aísla al suroeste de la Península, conformando una gran burbuja cálida (1560m).

La información aportada por los sondeos atmosféricos, analizado en el apartado anterior, corrobora la aparición de temperaturas relativamente templadas para la época en los diferentes geopotenciales analizados sobre el sureste peninsular. Se registran temperaturas de -44°C a 300hPa, -17°C a 500, 1,5°C a 700hPa, y 9,5°C a 850hPa (fig. 11). La distribución térmica en el sur peninsular sigue el patrón de altitud geopotencial, con el claro reflejo del dipolo (300-500hPa), y de la dorsal subtropical marítima al suroeste de la Península Ibérica (700-850hPa).

La configuración sinóptica en DTc está representada en 5 jornadas (10%), pero da lugar al 56% de las jornadas con mayor intensidad de las jornadas analizadas. Los resultados son similares a los aportados en la zona central de EE. UU, donde el llamo anticiclón de borde, y la dorsal subtropical en altura representa el 46% de las configuraciones sinópticas que dan lugar a inversiones térmicas de intensidad en niveles bajos intensidad (Li *et al.*, 2015). En esta configuración, el geopotencial a 500hPa se sitúa a una altitud algo mayor (5824m), especialmente por la mayor proximidad de la dorsal al sureste peninsular. La presión atmosférica superficial se sitúa en 1025hPa, algo menor que en la configuración de DTm, pero superior a la presión atmosférica media de Murcia en época invernal (1016hPa).

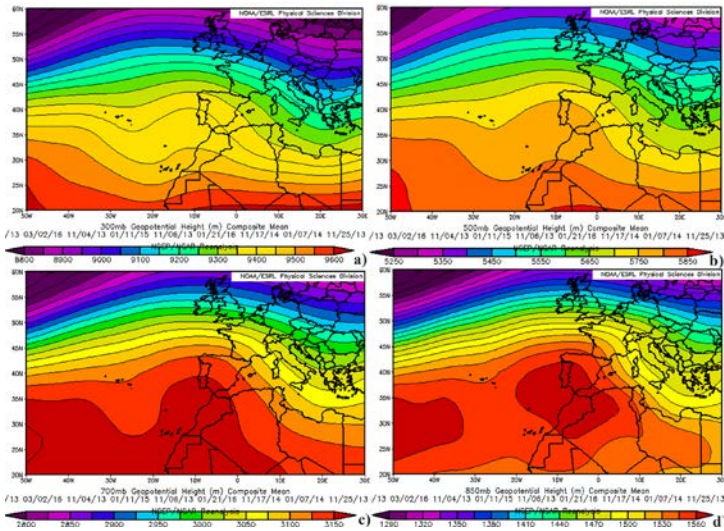


Fig. 10 – Altitud media (m) de los niveles geopotenciales de: a) 300, b) 500, c) 700, y d) 850hPa de las 50 jornadas analizadas.

Fig. 10 – Average altitude (m) of the geopotential levels of: a) 300, b) 500, c) 700, and d) 850hPa of the 50 days analysed.

Fuente: NOAA Physical Sciences Laboratory (PSL)

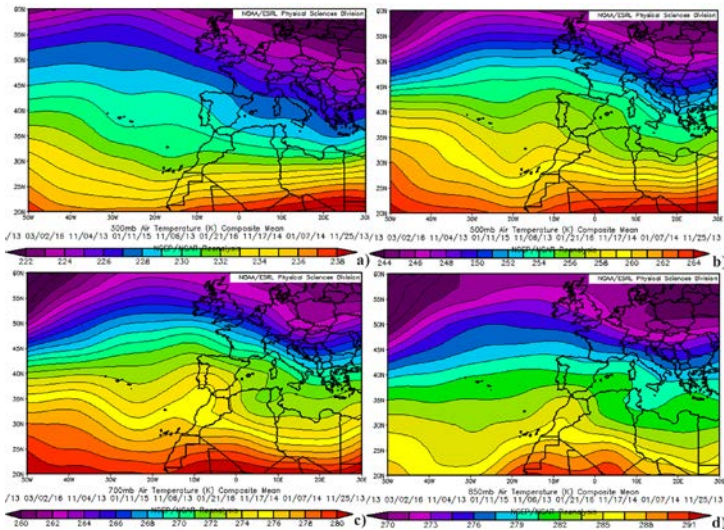


Fig. 11 – Temperatura media (°C) en los niveles geopotenciales de: a) 300, b) 500, c) 700, y d) 850hPa de las 50 jornadas analizadas.

Fig. 11 – Average temperature (°C) at geopotential levels of: a) 300, b) 500, c) 700, and d) 850hPa of the 50 days analysed.

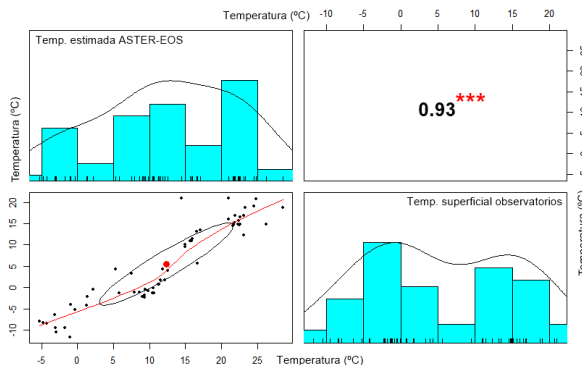
Fuente: NOAA Physical Sciences Laboratory (PSL)

Entorno al 60% del origen de las masas de aire arrancan en latitudes templadas, entre 30 y 50°N, en una amplia banda latitudinal que abarca desde el centro de EE. UU hasta el Mar Negro. Por su parte, un 20% de las masas de aire tienen su origen en las proximidades de la Península Ibérica, recorriendo, por tanto, muy poco trayecto. Existe un tercer origen al este de la Península Ibérica. Se trata de masas de aire templadas de trayectoria retrógrada. La mayoría nacen entorno al Mediterráneo (desde Italia a Turquía, con puntos en Grecia, Libia, o Mar Negro, ...). En las jornadas con las ITN más intensas de las 50 analizadas, la mayoría de las trayectorias de las masas de aire arrancan de latitudes más bajas (37-38°N). Lo hacen desde sectores centrales del Atlántico (la gran mayoría con un paso cercano al archipiélago de las Azores), desde la costa oeste de EE. UU, y varias de ellas desde las costas orientales Canadá. Eso sí, la mayoría de las trayectorias recorren el Atlántico central, dando lugar a advecciones templadas sobre la Península Ibérica (T850 de 10,2°C).

5. Distribución espacial de temperaturas nocturnas en jornadas intensas de ITN. El uso de termografías nocturnas (sensor ASTER).

Las termografías satelitales nocturnas son una herramienta de notable importancia en el análisis de la distribución de las temperaturas mínimas superficiales (LSF). En éste apartado se utilizan imágenes satelitales de muy alta resolución espacial (ASTER-EOS, AST_L1T) con 90m de píxel, que reflejan espacialmente las contrastadas diferencias térmicas superficiales de las temperaturas mínimas entre zonas de CAP y ámbitos orográficamente complejos.

Se realiza una validación del producto AST_L1T respecto a las temperaturas registradas en los observatorios meteorológicos de los ámbitos geográficos analizados. El coeficiente de correlación de Kendall obtiene un R^2 de 0,93 para todas las estaciones analizadas (fig. 12). Se trata, por tanto, de un ajuste excelente, con una muy buena distribución espacial de las temperaturas en las termografías generadas.



* nivel de significancia estadística del 0,90, ** nivel de significancia estadística del 0,95, y *** nivel de significancia estadística del 0,99.

Fig. 12 – Correlación estadística según Kendall entre la temperatura superficial de los observatorios meteorológicos vs la temperatura estimada por el sensor ASTER-EOS.

Fig. 12 – Statistical correlation according to Kendall between the surface temperature of the meteorological observatories vs that estimated temperature by the ASTER-EOS sensor.

Las termografías muestran la distribución espacial de temperaturas nocturnas en diferentes ámbitos geográficos de la DHS. El sensor ASTER no posee una frecuencia temporal homogénea a lo largo del año, de hecho, presenta bastante aleatoriedad temporal, sin un rango temporal fijo. Su utilidad radica en que son termografías nocturnas de muy alta resolución, donde es posible identificar CAP en espacios de reducido tamaño (<1km²). En algunos ámbitos territoriales como la zona ONO del área de estudio, comarca del noroeste de la Región de Murcia, o la zona prelitoral meridional de la DHS muestra en círculos negros los principales polos fríos nocturnos, y los ambientes más templados en las zonas de montaña y territorios orográficamente complejos.

El sector más noroccidental de la DHS se caracteriza, también, por poseer pequeños valles entre ámbitos montañosos, con acumulación localizada de aire frío nocturno durante madrugadas estables. Se generan diferencias térmicas de importancia, como se detalla a continuación. El sector noroeste del área de estudio (Río Madera – Bogarra) registra temperaturas en zonas de valle de -1 a -2°C en la jornada analizada (9 de enero de 2018). Destacan las depresiones de Vegallera (1), Las Mohedas (2), El Galapagar – Potiche (3), El Pozuelo (4), Casa de la Rambla – Molinicos (5), Los Prados (6) y Vizcable – Sege (7). Las diferencias térmicas respecto a los relieves colindantes se sitúan en algunos sectores en 8 y 10°C, en distancias inferiores a 5km (fig. 13). Existen otras CAP en zonas septentrionales de la región analizada con temperaturas en los fondos de valle de -2 a -5°C), entre los que destacan la Navazuela – Alcadozo (8), La Hoya – Nava de Arriba (9), y Rincón del Moro (10).

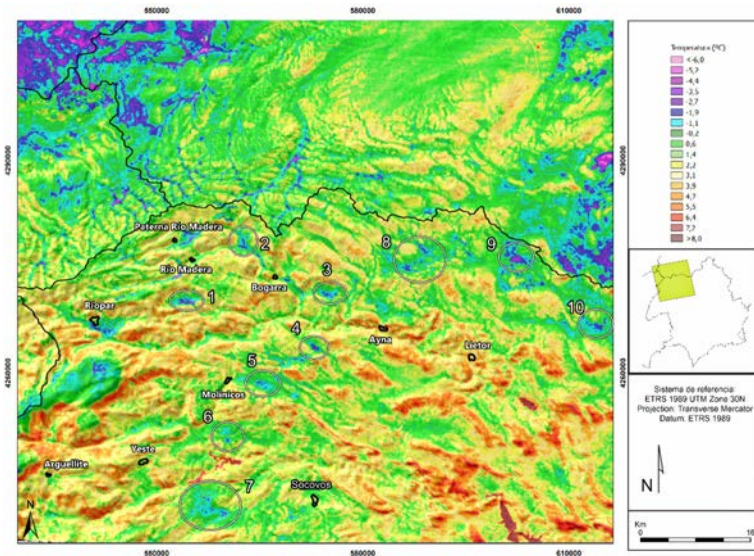


Fig. 13 – Termografías nocturnas (ASTER-EOS) de la zona ONO de la DHS, municipios de Bogarra, Liétor o Ayna (9 de enero 2018). Los círculos hacen referencia a las piscinas de aire frío (CAP) identificadas.

Fig. 13 – Night thermographies (ASTER-EOS) of the ONO zone of the DHS, municipalities of Bogarra, Liétor or Ayna (January 9, 2018). The circles refer to the cold air pools (CAPs) identified.

El ámbito más occidental de la región analizada coincide con las mayores elevaciones, configurando valles de elevada altitud (>1000m), y cuyos vientos catabáticos o brisa de montaña descienden de áreas montañosas, muchas de ellas por encima de 1700m de altitud. Los fondos de valles albergan temperaturas entre -3 y -4°C. Destacan las depresiones de la Fuente de la Sabina (1), Las Hoyas de Campuzano – El Sabinar (2), Valle de la Rogativa (3), Cañada de la Cruz (4), sector oriental del Campo de San Juan (5), Rambla de Inazares (6), El Tartamudo (7) y La Junquera (8). El contraste térmico con las sierras colindantes, llega a ser, en algunas CAP, muy importante. Aparecen diferencias de 9/10°C en apenas 3/4km en línea recta (fig. 14). Por su parte, en el sector central, a una menor altitud (700-1000m), las temperaturas en las CAP se sitúan entre -1 y -3°C, donde destacan el Bco. de las Pocicas – Los Royos (9), Embalse de Valdeinferno (10), Las Munueras (11), Cañada del Charco (12), Las Roturas – Archivel (13), Campo de Béjar (14), La Tejera – Doña Inés (15), Valle de Avilés (16) o Valle del Ace niche (18). Por su parte, los valles más orientales, a una menor altitud (300-600m), en las proximidades de las cabeceras municipales de la Comarca del Noroeste, registran temperaturas entre 1 y -1°C. Destacan pequeñas cubetas como las de Prado Judío (entre Bullas y La Copa) (18), El Chaparral (19), La Cañaverosa (20), Los Olmos (21), El Almirez (22), El Campillo – Socovos (23).

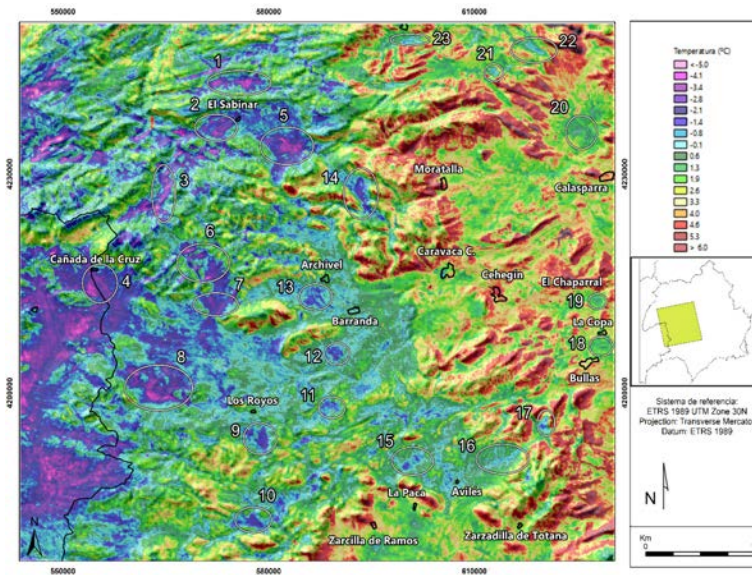


Fig. 14 – Termografías nocturnas (ASTER-EOS) de la del Noroeste de la Región y Tierras Altas de Lorca, Región de Murcia (9 de enero 2018). Los círculos hacen referencia a las piscinas de aire frío (CAP) identificadas.

Fig. 14 – Night thermographies (ASTER-EOS) of the Northwest of the Region and Highlands of Lorca, Region of Murcia (January 9, 2018), The circles refer to the cold air pools (CAPs) identified.

La ciudad de Lorca, y su huerta, durante la madrugada del 9 de enero de 2017 registra temperaturas de 13°C al noreste de la ciudad, concretamente en la Sierra de la Tercia (a casi 1000m de altitud), que no contrasta demasiado con la cabecera comarcal (330m), debido al efecto ICU nocturna (11,5 a 12°C). Además, la ubicación de gran parte de la ciudad en ladera, aumentan la temperatura durante las madrugadas de inversión.

En la Huerta de Lorca, los píxeles más bajos (unos 8°C) se sitúan en el Vainazo (1) y en el paraje de la Torre (2), o en las Norias (3), ligeramente por debajo de 300m de altitud, entre Lorca y Puerto Lumbreras, con valores que se sitúan, por lo general, entre 9 y 10°C en el resto de Huerta. Se aprecia, por tanto, un contraste térmico entre el fondo de valle y los relieves circundantes, de 3 a 4°C en 1,5km en línea recta (fig. 15). En la termografía nocturna se observan los valores térmicos más elevados en los relieves montañosos que cierran la depresión, y los valores más bajos que empiezan a aparecer al norte de la ciudad de Lorca, en los primeros sectores del altiplano norte de Lorca, con altitudes algo más elevadas.

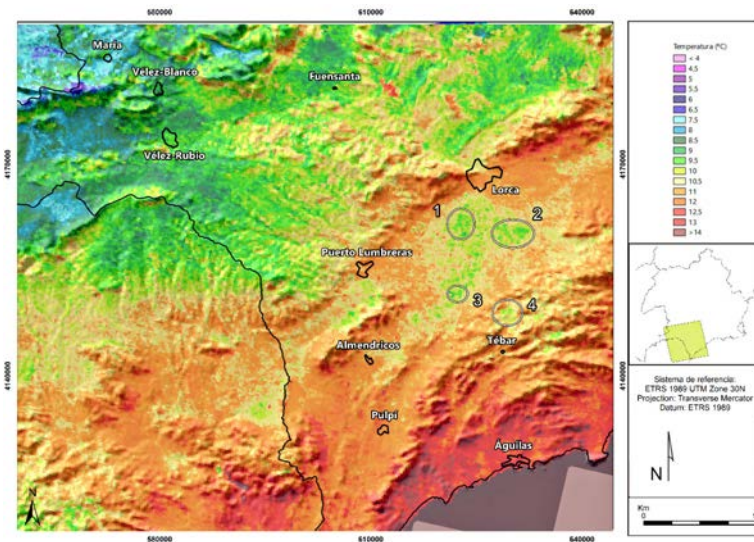


Fig. 15 – Termografías nocturnas (ASTER-EOS) de la zona meridional del litoral murciano-almeriense (9 de enero 2017). Los círculos hacen referencia a las piscinas de aire frío (CAP) identificadas.

Fig. 15 – Night thermographies (ASTER-EOS), from the southern area of the Murcian-Almeria coast (January 9, 2017). The circles refer to the cold air pools (CAPs) identified.

La Comarca de los Vélez, que comprende parte del altiplano norte almeriense, se caracteriza por registrar bajas temperaturas en época invernal. Con una altitud media ligeramente superior a 1000m sus altiplanos y depresiones conforman interesantes CAP, con un importante contraste térmico con las sierras contiguas.

La imagen de análisis corresponde al 29 de julio y era la única disponible con los requisitos para una termografía de estas características. Se trata de una época muy

cálida, pero donde aparecen CAP (inversión térmica). Las temperaturas más bajas, al principio de la madrugada, se sitúan entre 19 y 21°C en los fondos de valle analizados, sin duda valores elevados. Entre los valles más destacados están la Vega de Chirivel (1), el Prado de los Burros-María (2), Taibena (3), La Tova-Fuensanta (4), o el paraje de Lería (5).

Las diferencias de temperatura son importantes, de hasta 7°C en apenas 1km de distancia. Se observan temperaturas de 19°C al norte del municipio de María (5), mientras que, en las laderas cercanas del Cerro del Buitre, la temperatura sube a 26°C. También es destacable la diferencia entre las temperaturas detectadas en las laderas de la Solana de las Muelas (Montalviche) (en torno a 26,5°C) y las que se dan, a tan sólo 2,5km de distancia en línea recta, en la Diputación de Taibena (3) (apenas 20°C) (fig. 16).

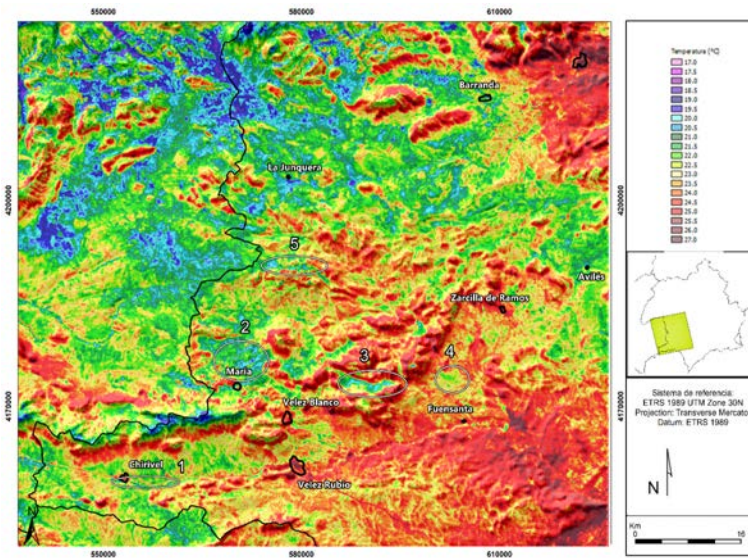


Fig. 16 – Termografías nocturnas (ASTER-EOS) de la zona meridional del litoral murciano-almeriense (9 de enero 2017). Los círculos hacen referencia a las piscinas de aire frío (CAP) identificadas.

Fig. 16 – Night thermographies (ASTER-EOS) from the western zone of the DHS, Comarca de los Vélez, Almería (January 9, 2017). The circles refer to the cold air pools (CAPs) identified.

IV. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las madrugadas que registran intensas inversiones térmicas nocturnas (ITN) se caracterizan por poseer una velocidad del viento débil (24,8 y 35,9km/h) en los geopotenciales de 300 a 850hPa. La componente suroeste (SO) da lugar a masas de aire templadas y con poca carga higrométrica sobre el área de estudio. Las anomalías térmicas en niveles medios atmosféricos (850hPa) superan los 3°C (8,6°C frente a la media climato-

lógica de 5,4°C), con correlaciones estadísticas importantes (0,66). Los resultados con la costa oeste de EE. UU (Oakland y San Diego) son muy parecidos. El análisis efectuado por Iacobellis *et al.* (2009) muestra que las masas de aire durante los procesos intensos de ITN (1960-2007) también son anormalmente templadas, con correlaciones estadísticas superiores a 0,60. Ocurre lo mismo en las islas Svalbard (Noruega), donde la intensidad y profundidad de inversión se ven fuertemente afectadas por las condiciones climáticas en el nivel de 850hPa. En general, el aire seco a un nivel de 850hPa favoreció las inversiones de temperatura intensas y delgadas, y el aire templado a un nivel de 850hPa favoreció las fuertes inversiones de humedad. (Vihma *et al.*, 2011a).

Los bajos registros de HR en estaciones meteorológicas que se sitúan fuera de las CAP influyen notablemente en una mayor intensidad de ITN. Este aspecto fue identificado por Williams y Thorp (2015), demostrando que un período estable (templado y húmedo) a escala sinóptica presenta una menor recurrencia en la acumulación de aire frío (CAP) en el valle, y es necesario una masa de aire seca en niveles medios atmosféricos.

Los vientos nocturnos que se forman como consecuencia del aire frío y denso, que luego son acelerados por la pendiente y la gravedad, se conocen como vientos de drenaje, flujos de gravedad, flujos de pendiente, vientos catabáticos, o flujos de montaña (Stull, 1988). Este aire, en horas nocturnas y bajo condiciones estables, se vuelve negativamente flotante y se acelera por las laderas hacia el fondo de los valles (Vosper & Brown, 2008). La dirección del flujo nocturno en los diferentes observatorios analizados refleja si el tipo de viento nocturno se desarrolla a una escala sinóptica (fuera de ámbitos de ITN), o, por el contrario, está influenciado por una escala micro-local de vientos catabáticos. Durante las madrugadas estables de ITN las zonas de CAP suelen estar dominadas por un único flujo catabático, con una escasa desviación estadística respecto al flujo predominante. Las brisas de montaña, por tanto, muestran aquí un patrón dominante, que es consistente con el obtenido por Bastin y Drobinski (2005).

El contraste térmico observado en las 50 jornadas analizadas es notable, con diferencias medias de 7,1°C y absolutas de 13°C entre observatorios situados en fondos de valle (CAP) y aquellos ubicados a mayor altitud, en zonas orográficamente accidentadas. Los situados en CAP registran flujos nocturnos locales, conocidos como vientos catabáticos, y que no obedecen a la circulación general sinóptica. Además, la humedad relativa es superior al resto de observatorios. Por su parte, los que se sitúan en topografías accidentada y en resalte topográfico se encuentran sometidos a una advección cálida y muy seca, con predominio de un flujo geopotencial del oeste (270°) entre 850 y 300hPa. Las diferencias térmicas generadas, por tanto, tienen lugar en un escaso desnivel altitudinal. Se genera, por tanto, gradientes térmicos verticales (LR) de hasta 8°C/100m. Se trata de valores excepcionales, especialmente en la VMRS (Huerta de Murcia), donde se registra el LR medio y absoluto más importante de las regiones analizadas. Se trata de valores muy parecidos a los aportados por Pepin y Kidd (2006) en la Cerdanya (España) (8,3°C/100m); valores de 9,0°C/100m en Fairbanks (Alaska) (Malingowski *et al.*, 2014), o algo más elevados en San Diego – EE. UU (12,8°C/100m) según Iacobellis *et al.* (2009).

La configuración sinóptica, a través del análisis de los niveles geopotenciales entre 300 y 850hPa, arroja un claro predominio de la dorsal subtropical marítima (D'Tm) centrada al suroeste de la Península Ibérica. La altitud media del geopotencial de 500hPa se sitúa a 5777m, frente a la media invernal de 5670m en el sureste peninsular. Los vientos de componente oeste son débiles, y dan lugar a masas de aire extremadamente secas (<30%) y templadas, con temperaturas positivas (1°C) en el nivel geopotencial de 700hPa. Se produce, por tanto, un potente hundimiento a escala sinóptica que contribuye a la formación de intensas inversiones, con gradientes de presión muy débiles, y una disminución del punto de rocío con la altura tal y como ocurre en Grecia (Kassomenos *et al.*, 2014). El viento es débil desde la superficie hasta el tope de la inversión, y aunque aumenta por encima hasta niveles medios atmosféricos, sigue siendo débil (Prezerakos, 1998).

En la costa oeste de los EE. UU las inversiones térmicas más intensas registradas en San Diego tienen lugar sobre una cresta (dorsal) en niveles medios y altos atmosféricos (700 y 500hPa) al suroeste del Golfo de California, tal y como ocurre en el sureste de la Península Ibérica. Comparte, además, la misma isohipsa en el geopotencial de 700hPa (3150m). Se trata de configuraciones sinópticas similares, con escaso flujo de viento y baja humedad relativa (Iacobellis *et al.*, 2009). Además, la actividad de inversión térmica en áreas estadounidenses como Salt Lake City (Utah), o Albuquerque y Santa Teresa (Nuevo México), se corresponde con crestas anticiclónicas a gran escala (Bailey *et al.*, 2011). Mientras que, al sur de Europa (Grecia), las inversiones térmicas más intensas se generan bajo la dorsal mediterránea occidental, y una depresión al este de Grecia (Stamoulis *et al.*, 2015). Finalmente, las masas de aire proceden de latitudes bajas (37-38°N), principalmente de sectores centrales del Océano Atlántico, fachada este de EE. UU o Canadá (atravesando las inmediaciones del archipiélago de las Azores), y de ámbito mediterráneo, con génesis de advecciones templadas (T850 de 10,2°C)

La temperatura de la superficie terrestre (LST) es un parámetro clave en numerosos estudios ambientales, si bien, la distribución de las temperaturas nocturnas durante madrugadas estables es una labor compleja por la gran multitud de factores que intervienen en la deposición de aire frío en los fondos de valle. Las termografías nocturnas, a través de imágenes satelitales de alta resolución, son una herramienta de primer orden para la identificación de piscinas de aire frío (CAP) y cuantificar las diferencias térmicas con los relieves contiguos de mayor altitud. Numerosos estudios han comparado los valores de emisividad, radiancia, y temperaturas del producto ASTER LST (AST_L1T), con las temperaturas superficiales registradas en observatorios meteorológicos. Las bandas ASTER se compararon a 8,5 y 11µm, obteniendo desviaciones nocturnas de 1,2°C en un estudio planetario de Wang y Liang (2009), o en investigaciones más locales, con desviaciones de ±0,3°C en Valencia (Coll *et al.*, 2007). En las termografías analizadas en diferentes ámbitos geográficos del área de estudio (con disponibilidad de datos de temperatura en observatorios) se obtiene una correlación estadísticamente significativa (R^2 de 0,93***). En Pekín (China), por ejemplo, Yang *et al.* (2011), verifican que la distribución de temperatura estimada es coherente a la del producto ASTER LST (R^2 de 0,71 y RMSE de 2702°K).

ORCID ID

David Espín Sanchez  <https://orcid.org/0000-0003-4807-5450>

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Akhoondzadeh, M., & Saradjian, M. R. (2008). Comparison of land surface temperature mapping using MODIS and ASTER images in semi-arid area. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 37(B8), 873-876. https://www.isprs.org/proceedings/XXXVII/congress/8_pdf/9_WG-VIII-9/03a.pdf
- Bastin, S., & Drobinski, P. (2005). Temperature and wind velocity oscillations along a gentle slope during sea-breeze events. *Boundary-layer meteorology*, 114(3), 573-594. <https://doi.org/10.1007/s10546-004-1237-6>
- Bailey, A., Chase, T. N., Cassano, J. J., & Noone, D. (2011). Changing Temperature Inversion Characteristics in the U.S. Southwest and Relationships to Large-Scale Atmospheric Circulation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50, 1307-1323. <https://doi.org/10.1175/2011JAMC2584.1>
- Biernat, K. A., Bosart, L. F., & Keyser, D. (2021). A climatological analysis of the linkages between tropopause polar vortices, cold pools, and cold air outbreaks over the central and eastern United States. *Monthly Weather Review*, 149(1), 189-206. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-20-0191.1>
- Caserini, S., Giani, P., Cacciamani, C., Ozgen, S., & Lonati, G. (2017). Influence of climate change on the frequency of daytime temperature inversions and stagnation events in the Po Valley: historical trend and future projections. *Atmospheric Research*, 184, 15-23. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.09.018>
- Colgan, S., Sun, X., & Holmes, H. (2019, December). A Review of Cold Air Pool Events in the Intermountain West using Radiosondes and the North American Mesoscale Model (NAM). *AGU Fall Meeting Abstracts* (abstract A51O-2861). American Geophysical Union.
- Coll, C., Caselles, V., Valor, E., Niclòs, R., Sánchez, J. M., Galve, J. M., & Mira, M. (2007). Temperature and emissivity separation from ASTER data for low spectral contrast surfaces. *Remote sensing of environment*, 110(2), 162-175. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.02.008>
- Deng, X., Cao, W., Huo, Y., Yang, G., Yu, C., He, D., & Zhao, X. (2018). Meteorological conditions during a severe, prolonged regional heavy air pollution episode in eastern China from December 2016 to January 2017. *Theoretical and Applied Climatology*, 131, 1-18. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2426-4>
- Espín Sánchez, D. (2021). *Riesgo de heladas por inversión térmica e incidencia agrícola en la Demarcación Hidrográfica del Segura (DHS)* [Frost risk due to thermal inversion and agricultural incidence in the Segura Hydrographic Demarcation (DHS)]. [Tesis Doctoral, Universidad de Murcia]. Repositorio Institucional de la Universidad de Murcia. <http://hdl.handle.net/10201/102361>
- Ferreria, S. R., & Shipp, E. M. (2005). *Historical meteorological analysis in support of the 2003 San Joaquin Valley PM10 state implementation plan. Final report*. California Air Resources Board.
- Garrido, R., Palenzuela, J. E., & Bañón, L. M. (2014). *Atlas climático de la Región de Murcia* [Climatic atlas of the Region of Murcia]. Agencia Estatal de Meteorología (AEMET).
- Grudzielanek, A. M., & Fliegner, M. (2018). Cold-air pool analyses in the Funtensee basin (Berchtesgaden Alps) using thermal imaging. *EGU General Assembly Conference Abstracts* (p. 9444). EGU.
- Guédjé, F. K., Houéto, V. V. A., & Houngninnou, E. (2017). Features of the low-level temperature inversions at Abidjan upper-air station (Ivory Coast). *Journal of Materials and Environmental Science (JMES)*, 8(1), 264-272.
- Hernández, E., Bañón, L. M., & Belda, F. (2009). Desmontando tópicos: aproximación al diferente comportamiento térmico entre la ciudad de Murcia y sus alrededores [Dismantling topics: approach to the different thermal behavior between the city of Murcia and its surroundings]. *Anuario Meteorológico de la Agencia Estatal de Meteorología*, 240-247.
- Iacobellis, S. F., Norris, J. R., Kanamitsu, M., Tyree, M., & Cayan, D. R. (2009). *Climate variability and*

California low-level temperature inversions. California Climate Change Center, 48. CEC-500-2009-020-D.

- Instituto Nacional de Estadística (2018). Sección Demografía y Población [Demography and Population Section]. INE.
- Ji, F., Evans, J. P., Scorgiea, Y., Jianga, N., Argüesob, D., & Di Lucab, A. (2015). Projected change in Frequency, Intensity and Duration of Atmospheric Temperature Inversions for Southeast Australia. *21st International Congress on Modelling and Simulation*, Gold Coast, Australia, 29 Nov.
- Kachar, H., Mobasheri, M. R., Abkar, A. A. & Zadegan, M. R. (2015). Detection and Modeling of Temperature Inversion in the Atmosphere Using MODIS Images (Case Study: Kermanshah). *The International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 40(1), 357-363. <https://doi.org/10.5194/isprsarchives-XL-1-W5-357-2015>
- Kassomenos, P. A., Paschalidou, A. K., Lykoudis, S., & Koletsis, I. (2014). Temperature inversion characteristics in relation to synoptic circulation above Athens, Greece. *Environmental monitoring and assessment*, 186(6), 3495-3502. <https://doi.org/10.1007/s10661-014-3632-x>
- Kendall, M. G. (1938). A new measure of rank correlation. *Biometrika*, 30(1/2), 81-93.
- Kondo, J., & Yamazawa, H. (1986). Bulk transfer coefficient over a snow surface. *Boundary-Layer Meteorology*, 34(1), 123-135. <https://doi.org/10.1007/BF00120912>
- Li, J., Chen, H., Li, Z., Wang, P., Cribb, M., & Fan, X. (2015). Low-level temperature inversions and their effect on aerosol condensation nuclei concentrations under different large-scale synoptic circulations. *Advances in Atmospheric Sciences*, 32(7), 898. <https://doi.org/10.1007/s00376-014-4150-z>.
- Maki, M., & Harimaya, T. (1988). The effect of advection and accumulation of downslope cold air on nocturnal cooling in basins. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 66(4), 581-597. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.66.4_581
- Malingowski, J., Atkinson, D., Fochesatto, J., Cherry, J., & Stevens, E. (2014). An observational study of radiation temperature inversions in Fairbanks, Alaska. *Polar Science*, 8(1), 24-39. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2014.01.002>.
- Martínez-Carrasco Pleite, F., & Martínez Paz, J. M. (2012). El clúster agroalimentario de la Región de Murcia [The agri-food cluster of the Region of Murcia]. *Cuadernos de Estudios Agroalimentarios*, 2, 175-198.
- Montoya Suárez, O. (2007). Aplicación del análisis factorial a la investigación de mercados. Caso de estudio [Application of factor analysis to market research. Case study]. *Scientia et Technica*, 35, 281-286. <https://doi.org/10.22517/23447214.5443>
- Muñoz, R. C., & Armi, L. (2020). The Raco Wind in Central Chile: A Recurring Gap Flow Interacting with a Cold Air Pool. *19th Conference on Mountain Meteorology*. AMS.
- Ning, G., Wang, S., Yim, S. H. L., Li, J., Hu, Y., Shang, Z., Wang, J., & Wang, J. (2018). Impact of low-pressure systems on winter heavy air pollution in the north-west Sichua Basin, China. *Atmospheric Chemistry and Physics*. <https://doi.org/10.5194/acp-2018-61>
- Oke, T. R. (2002). *Boundary layer climates*. Routledge.
- Pasquill, F. (1961). The estimation of the dispersion of windborne material. *Meteorology Magazine*, 90, 33-40.
- Pospichal, B., Eisenbach, S., Whiteman, C. D., Steinacker, R., & Dorninger, M. (2003). Observations of the cold air outflow from a basin cold pool through a low pass [Abstract]. *International Conference on Alpine Meteorology and MAP Meeting 19-23 May, Brig, Switzerland* (pp. 153-156). <https://www.alpine-meteorology.org/conferences.html>
- Pepin, N., & Kidd, D. (2006). Spatial temperature variation in the Eastern Pyrenees. *Weather*, 61(11), 300-310. <http://dx.doi.org/10.1256/wea.106.06>.
- Prandtl, L. (1904). Über Flüssigkeitsbewegung bei sehr kleiner Reibung [About fluid motion at very low friction]. *Internationalen Mathematiker-Kongresses in Heidelberg* [Proceedings of the Third International Mathematicians Congress in Heidelberg], 484-491.
- Prezerakos, N. G. (1998). Lower tropospheric structure and synoptic scale circulation patterns during prolonged temperature inversions over Athens, Greece. *Theoretical and applied climatology*, 60(1-4), 63-76. <https://doi.org/10.1007/s007040050034>
- Sauberer, F., & Dirmhirn, I. (1954). Über die Entstehung der extremen Temperaturminima in der Doline Gstettner-Alm [About the origin of the extreme minimum temperatures in the Doline Gstettner-Alm]. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, Serie B, 5(3-4), 307-326. <https://doi.org/10.1007/BF02242757>

- Sauberer, F., & Dirmhirn, I. (1956). Weitere Untersuchungen über die Kaltluftansammlungen in der Doline Gstettner-Alm bei Lunz im Niederösterreich [Further investigations of the cold air buildup in the Gstettner-Alm doline near Lunz in lower Austria]. *Wetter Leben*, 8, 187-196.
- Sharma, S. (1996). *Applied Multivariate Techniques*. John Wiley and Sons.
- Stamoulis, T., Philippopoulos, K., & Deligiorgi, D. (2015). Winter night-time temperature inversions and their relationship with the synoptic-scale atmospheric circulation. *Proceedings of the 14th International Conference on Environmental Science and Technology*, Rhodes, Greece, 3-5 September. <https://www.ans.org/meetings/view-59/>
- Stryhal, J., Huth, R., & Sládek, I. (2017). Climatology of low-level temperature inversions at the Prague Libuš aerological station. *Theoretical and Applied Climatology*, 127, 409-420. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1639-z>
- Stull, R.B. (1988). *An introduction to Boundary layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers.
- Tang, B. H., Zhan, C., Li, Z. L., Wu, H., & Tang, R. (2017). Estimation of land surface temperature from MODIS data for the atmosphere with air temperature inversion profile. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 10(6), 2976-2983. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2016.2634629>
- Tavousi, T., & Abadi, N. H. (2016). Investigation of inversion characteristics in atmospheric boundary layer: a case study of Tehran, Iran. *Modeling Earth Systems and Environment*, 2(2), 85. <https://doi.org/10.1007/s40808-016-0139-1>
- Vihma, T., Kilpeläinen, T., Manninen, M., Sjöblom, A., Jakobson, E., Palo, T., & Maturilli, M. (2011a). Characteristics of temperature and humidity inversions and low-level jets over Svalbard fjords in spring. *Advances in Meteorology*, 486807. <https://doi.org/10.1155/2011/486807>
- Vihma, T., Tuovinen, E., & Savijärvi, H. (2011b). Interaction of katabatic winds and near-surface temperatures in the Antarctic. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D21). <https://doi.org/10.1029/2010JD014917>
- Vosper, S., & Brown, A. (2008). Numerical simulations of sheltering in valleys: The formation of nighttime cold-air pools. *Boundary-Layer Meteorology*, 127, 429-448. <https://doi.org/10.1007/s10546-008-9272-3>
- Wang, K., & Liang, S. (2009). Evaluation of ASTER and MODIS land surface temperature and emissivity products using long-term surface longwave radiation observations at SURFRAD sites. *Remote Sensing of Environment*, 113(7), 1556-1565. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.03.009>
- Wang, L., Wang, J., Bao, D., Yang, R., Yan, Q., Gao, F., & Hua, D. (2018). Optimization design of the tuning method for FBG spectroscopy based on the numerical analysis of all-fiber Raman temperature lidar. *Optical Fiber Technology*, 40, 165-171. <https://doi.org/10.1016/j.yofte.2017.11.010>
- Wang, Q., Sun, Y., Xu, W., Du, W., Zhou, L., Tang, G., ... Wang, Z. (2018). Vertically resolved characteristics of air pollution during two severe winter haze episodes in urban Beijing, China. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(4), 2495-2509. <http://dx.doi.org/10.5194/acp-18-2495-2018>
- Wang, Y., Cao, X., He, T., Gao, F., Hua, D., & Zhao, M. (2015). Observation and analysis of the temperature inversion layer by Raman lidar up to the lower stratosphere. *Applied Optics*, 54(34), 10079-10088. <https://doi.org/10.1364/AO.54.010079>
- Whiteman, C. D., Pospichal, B., Eisenbach, S., Weihs, P., Clements, C. B., Steinacker, R., & Dorninger, M. (2004). Inversion breakup in small Rocky Mountain and Alpine basins. *Journal of Applied Meteorology*, 43(8), 1069-1082. [https://doi.org/10.1175/J1520-0450\(2004\)043<1069:IBSRM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/J1520-0450(2004)043<1069:IBSRM>2.0.CO;2)
- Williams, R., & Thorp, T. (2015). Characteristics of springtime nocturnal temperature inversions in a high latitude environment. *Weather*, 70, S37-S43. <https://doi.org/10.1002/wea.2554>
- You, T., Wu, R., & Huang, G. (2018). Differences in Meteorological Conditions between Days with Persistent and Non-Persistent Pollution in Beijing, China. *Journal of Meteorological Research*, 32(1), 81-98. <https://doi.org/10.1007/s13351-018-7086-x>
- Yang, G., Pu, R., Zhao, C., Huang, W., & Wang, J. (2011). Estimation of subpixel land surface temperature using an endmember index based technique: A case examination on ASTER and MODIS temperature products over a heterogeneous area. *Remote Sensing of Environment*, 115(5), 1202-1219. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.01.004>

