

FACULTAD DE CIENCIAS

DEPARTAMENTO DE FÍSICA



Universidad  
de La Laguna

Tesis doctoral

**ESTRUCTURA TERMODINÁMICA DE LA  
TROPOSFERA SUBTROPICAL EN EL  
ATLÁNTICO NORTE**

Judit Carrillo Pérez

Directores:

Juan Carlos Guerra García

Emilio Cuevas Agulló

La Laguna, 2017

Fotografía de portada: Gabriel Funes (2016). Tenerife Summit.

# ESTRUCTURA TERMODINÁMICA DE LA TROPOSFERA SUBTROPICAL EN EL ATLÁNTICO NORTE

**Judit Carrillo Pérez**



## Directores

---

**Juan Carlos Guerra García**



**Emilio Cuevas Agulló**





D. Juan Carlos Guerra García, Doctor en Ciencias Físicas por la Universidad de La Laguna y profesor Titular de esta universidad, perteneciente al departamento de Física de la Facultad de Ciencias, y D. Emilio Cuevas Agulló, Doctor en Ciencias Físicas por la Universidad Complutense de Madrid y Director del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

## CERTIFICAN

Que Dña. Judit Carrillo Pérez, Licenciada en Físicas por la Universidad de La Laguna, ha realizado bajo nuestra dirección la presente Tesis titulada “ESTRUCTURA TERMODINÁMICA DE LA TROPOSFERA SUBTROPICAL EN EL ATLÁNTICO NORTE”, para optar al grado de Doctora por la Universidad de La Laguna.

Con esta fecha, autorizamos la presentación de la misma.

En La Laguna, junio de 2017.

Los Directores,

Dr. Juan Carlos Guerra García

Dr. Emilio Cuevas Agulló



*A mi madre*

*A mi abuela Irene*

*A mi tía Feli*



# AGRADECIMIENTOS

Compatibilizar el desarrollo de una tesis doctoral con la carrera profesional, es altamente complejo, y ha exigido un alto grado de compromiso, no solo por mi parte, sino por la de los directores de este trabajo, a los que quiero expresar un profundo agradecimiento:

A Juan Carlos Guerra, por haber depositado su confianza en mí a lo largo de todos estos años, por el conocimiento que me ha aportado y la valiosa ayuda que me ha prestado en cada momento.

A Emilio Cuevas, que se haya comprometido a dirigir esta tesis. Además de su imprescindible contribución al desarrollo científico de este trabajo, le agradezco sinceramente que buscara tiempo dentro de todos sus compromisos, respondiendo a correos durante innumerables días festivos.

También quiero mostrar un infinito agradecimiento a África Barreto por sus conocimientos en el área de la SAL, su ayuda eficaz en la interpretación de los resultados y sus sabios consejos.

A José Acosta, investigador el IAC, por haberme introducido en el mundo de la investigación científica y por todos los conocimientos que me aportó durante el año que trabajé en el proyecto LIRIS, al resto del equipo científico y de ingeniería del proyecto.

Agradecer a la Universidad de La Laguna y a el Observatorio de Izaña (AEMET) por facilitar los medios y datos para el desarrollo de este trabajo de investigación, y, especialmente, a mi empresa, Sistemas de Datos, por su apoyo económico para la realización de la presente tesis.

A mi padre, por sus conversaciones, cuando era niña, sobre si el universo sería infinito y a mi madre, a la que le debo todo. A toda mi familia, la mejor universidad, por haberme inculcado desde pequeña la importancia del estudio y de la superación. A mis suegros, por su ayuda constante.

A mi compañero de vida, Pepe, con quien comparto el camino, y a nuestros niños: Mateo, Adrián y Lucas. Ojalá sepamos transmitirles lo que nos aporta la investigación científica: la ilusión por el conocimiento, el pensamiento crítico, la búsqueda de mejora del ser humano y el respeto al medioambiente.

A mis amigos, por su apoyo, sus consejos, sus conversaciones frikis.

# RESUMEN

La estabilidad de la baja troposfera, a lo largo del flanco este del Atlántico Norte subtropical, se analiza y caracteriza utilizando series de datos de radiosondeos de más de 30 años de los archipiélagos de Canarias (Tenerife), Madeira (Madeira) y Azores (Terceira). La característica más destacable es la fuerte estabilidad observada en la baja troposfera, donde se encuentran inversiones de temperatura que se dan simultáneamente y se localizan en niveles próximos a 900 y 800 hPa, en un porcentaje significativo de los sondeos analizados (que va desde un 17% en Azores a un 33% en Canarias). En este estudio se demuestra que esta doble estructura encontrada está asociada con el tope de la capa límite marina (MBL) y con la inversión de subsidencia (TWI), respectivamente (Carrillo et al., 2016). La parte superior de la MBL coincide con la base de la primera inversión de temperatura ( $\approx 900$  hPa), donde se observa un cambio brusco en los parámetros relacionados con el contenido de vapor de agua (razón de mezcla). Una segunda inversión de temperatura se localiza cerca de los 800 hPa y se caracteriza por una gran cizalladura de la dirección del viento, justo por encima de la capa de inversión, relacionada con la TWI. Este es un resultado novedoso, ya que la inversión de temperatura asociada con el alisio era considerada tradicionalmente como una única, cuando en realidad se identifican dos inversiones de temperatura espaciadas, aproximadamente, un kilómetro de altitud.

Las variaciones estacionales y latitudinales de la altitud y la fortaleza de ambas inversiones térmicas son moduladas por la subsidencia a gran escala asociada con la rama descendente de la célula de Hadley. El aumento generalizado de la subsidencia, en verano, refuerza la estabilidad en la troposfera inferior, más notablemente en las estaciones meridionales, donde la altitud de las capas de inversión se localiza en niveles más bajos y se refuerzan sus características principales. En este trabajo se propone también un modelo conceptual simple que explica, desde un punto de vista dinámico y termodinámico, la disminución de la altitud donde se localizan las inversiones y su

fortalecimiento debido a la subsidencia y a los calentamientos diferenciales que sufren las distintas capas atmosféricas como consecuencia de su contenido de humedad.

Esta estructura vertical se ve alterada, considerablemente, en episodios de intrusión de polvo mineral del Sáhara. Para analizar detalladamente este impacto en la estabilidad vertical de la troposfera, hemos trabajado con cuatro escenarios diferentes que afectan a estaciones localizadas en el archipiélago canario (Tenerife): escenario limpio (sin impacto de intrusiones saharianas) y otros tres escenarios diferentes (denominados S1, S2 y S3) afectados por el polvo mineral en una o en varias estaciones representativas de la MBL (Santa Cruz de Tenerife) y de la troposfera libre (Izaña). El escenario limpio se divide en cuatro diferentes sub-escenarios, que tienen en cuenta distribuciones típicas de los aerosoles atmosféricos en diferentes épocas del año. Este análisis se restringe a los casos en los que la capa límite planetaria (PBL) presenta la doble estructura de la inversión térmica, es decir, dos capas atmosféricas estables por debajo del nivel de los 750 hPa: la inversión de la MBL y TWI. En el caso de intrusiones, aparece, además, otra capa estable, influenciada por la presencia de aerosoles.

En los escenarios limpios, la PBL se encuentra relativamente bien mezclada con coeficientes de extinción  $\alpha \leq 0.035 \text{ km}^{-1}$ . En estos escenarios se detectan valores bajos de  $\alpha$  ( $< 0.018 \text{ km}^{-1}$ ) en la troposfera libre subtropical (FT).

Cuando en verano (escenario S1) la capa límite convectiva africana impacta la MBL y parte de la troposfera libre subtropical, aparece como una capa homogénea cargada de polvo mineral, la capa de aire sahariano (“Saharan Air Layer” –SAL-), con un pico en  $\alpha$  de  $\sim 0.08 \text{ km}^{-1}$  a 2.8 km de altura. Esta masa de aire procedente del Sáhara contiene niveles de humedad relativamente bajos ( $\sim 40\%$ ) que pueden producir una disminución significativa en la humedad de la MBL pero que, sin embargo, son muy superiores a los registrados en condiciones de troposfera libre subtropical limpia, habitualmente  $< 20\%$ , provocando un fuerte impacto en la humedad relativa, en esta región. La SAL aporta valores de humedad relativa por encima del 47% a 5.6 km. El tope de la SAL en verano se encuentra entre 6.4 y 6.6 km.

En el escenario S2, también típico de verano, la SAL se introduce directamente en la FT, pero no en la MBL y TWL. Tiene una extensión similar que en S1 y el máximo en la humedad relativa se encuentra a una altitud equivalente (5.6 km). Sin embargo, el pico más bajo de  $\alpha$  ( $0.069 \text{ km}^{-1}$ ), que se encuentra a 3.4 km, sugiere un descenso gravitacional o arrastre de los aerosoles hacia las capas más limpias situadas debajo, más eficaz.

Se define un último escenario (escenario S3), normalmente encontrado en invierno y principios de primavera, en el que la capa SAL afecta solo a la PBL como una capa húmeda, con  $\alpha \sim 0.080 \text{ km}^{-1}$  en superficie y  $\sim 0.095 \text{ km}^{-1}$  en el pico de polvo situado a 1.4 km. El polvo mineral confinado en esta capa se extiende hasta una altura de 1.5 km.

En todos los casos se produce un reforzamiento de la TWI como resultado del efecto de la SAL. La diferencia de temperatura, entre la base y la cima de la inversión, de  $1.3^\circ\text{C}$ , en el caso del escenario limpio en verano, se incrementa hasta  $2.2^\circ\text{C}$  en el escenario S1. La SAL podría ocasionar, además, un posible impacto en la nucleación heterogénea del hielo en nubes medias, cerca de su parte superior (5-7 km).

En los escenarios S1 y S2 se detecta un calentamiento neto de hasta  $7^\circ\text{C}$  cerca del máximo de concentración de aerosoles, en comparación con condiciones limpias, que podría atribuirse a la absorción de radiación de onda corta por parte del polvo mineral. Por otro lado, se observa un enfriamiento neto de hasta  $4^\circ\text{C}$  cerca de su cima. Este enfriamiento neto, cerca de la parte superior de la SAL, también se observa como una disminución de 400 m en el nivel de altitud de la iso- $0^\circ\text{C}$ , en ambos escenarios S1 y S2, en comparación con condiciones limpias.



# ABSTRACT

The stability of the lower troposphere along the east side of the sub-tropical North Atlantic is analyzed and characterized using upper air meteorological long-term records (more than 30 years) at the Canary Islands (Tenerife), Madeira (Madeira) and Azores (Terceira) archipelagos. The most remarkable characteristic is the strong stability observed in the lower troposphere, with simultaneous inversion layers centred at levels near 900 and 800 hPa in a significant percentage of soundings (ranging from 17 % in Azores to 33 % in Canary Islands). In the present PhD Thesis we show that this double structure is associated with the top of the marine boundary layer (MBL) and the trade-wind inversion (TWI) respectively (Carrillo et al., 2016). The top of the MBL coincides with the base of the first temperature inversion ( $\approx 900$  hPa) where a sharp change in water vapour mixing ratio is observed. A second temperature inversion is found near 800 hPa, which is characterized by a large directional wind shear just above the inversion layer, tied to the TWI. This is a new result, since the temperature inversion associated with the trend was traditionally considered as a single, when in fact two temperature inversion layers, separated approximately one kilometer of altitude, are identified.

Seasonal and latitudinal variations of the height and strength of both temperature inversions are driven by large-scale subsiding air from the upper troposphere associated with the descent branch of the Hadley cell. Increased general subsidence, in summertime, enhances stability in the lower troposphere, more markedly in the southern stations, where the inversion-layer heights are found at lower levels enhancing the main features of these two temperature inversions. A simple conceptual model that explains the lower tropospheric inversion enhancement by subsidence is proposed. From a dynamic and thermodynamic point of view, it explains the decrease of the altitude where the inversion layers are located, and their strengthening due to the subsidence and the differential heating that the different atmospheric layers undergo as a result of their humidity content.

This vertical structure is considerably modified in case of Saharan dust intrusions. By analyzing this impact we found four different scenarios: clean scenario (with no impact of mineral dust) and other three different scenarios affected by dust in one or both stations located in the Canary Islands (Tenerife): clean scenario (no impact of Saharan intrusions) and three different scenarios (called S1, S2 and S3) affected by mineral dust in one or both stations: Santa Cruz coastal station and Izaña high mountain station (representative of free troposphere conditions). Clean scenario has been subsequently divided in four different sub-scenarios according to the season.

This analysis has been restricted to those cases in which the planetary boundary layer (PBL) presents a double temperature inversion structure, and therefore two inversion layers appear below the 750 hPa level: marine boundary layer (MBL) and trade-wind inversion layer (TWI) in case of clean conditions, in addition to another layer with dust influence otherwise.

In the clean scenarios, the PBL is relatively well mixed with extinction coefficients  $\alpha \leq 0.035 \text{ km}^{-1}$ . In these scenarios low values of  $\alpha$  ( $< 0.018 \text{ km}^{-1}$ ) are detected in the subtropical free troposphere (FT).

In summer (scenario S1) the African convective boundary layer impacts the MBL and part of the subtropical free troposphere, Saharan air layer (SAL) appears as an homogeneous dust laden layer, showing an  $\alpha$  peak of  $\sim 0.08 \text{ km}^{-1}$  at 2.8 km height. This air mass contains relatively low ( $\sim 40\%$ ) moisture levels, which produce a significant decrease in the moisture content of the MBL. However, are much higher than those recorded under clean free subtropical troposphere conditions  $< 20\%$ , causing a strong impact on the relative humidity at this region. The SAL contributes relative humidity values up to 47% at 5.6 km. In summer, we have found the SAL's top at 6.4-6.6 km.

In S2 scenario, which is also typical of summer, SAL is introduced directly into the FT but not into the MBL and TWL. SAL has a similar vertical extension as in S1 and the maximum in RH is located at a similar altitude (5.6 km). However, the lower aerosol content ( $0.069 \text{ km}^{-1}$ , at 3.4 km), suggests residual dust by gravitational settlement or dust transference by vertical downward mixing by convective processes.

A last scenario (scenario S3) is defined, usually found in winter and early spring, in which the SAL layer affects only the PBL as a moister layer, with  $\alpha \sim 0.080 \text{ km}^{-1}$ , on surface level, and  $\sim 0.095 \text{ km}^{-1}$  in the dust peak at 1.4 km. The mineral dust is confined in the layer extending up to 1.5 km.

In all scenarios, an enhancement in the TWI is measured as a result of the SAL effect, with a strength of  $1.3^\circ\text{C}$  in case of clean scenario in summer and  $2.2^\circ\text{C}$  in S1. A possible effect of the SAL on heterogeneous ice nucleation through a higher occurrence of modestly supercooled mid-level clouds near its top (5-7 km).

In case of scenarios S1 and S2, a net heating up to  $7^\circ\text{C}$ , near the maximum dust concentration level, is shown, when comparing to clean conditions. It might be attributed to dust shortwave absorption. A net cooling up to  $4^\circ\text{C}$  near its top, attributed to adiabatic cooling of warm air because the strong vertical wind shear is observed. This net cooling near the SAL's top is also observed as a decrease in 400 m in the  $0^\circ\text{C}$  level.



# Índice general

<b>Resumen .....</b>	<b>11</b>
<b>Abstract.....</b>	<b>15</b>
<b>1. Introducción .....</b>	<b>25</b>
1.1 Estructura vertical de la atmósfera terrestre.....	25
1.2 La troposfera de las regiones subtropicales .....	31
1.2.1 Inversiones bajas.....	32
1.2.2 Melting layers .....	42
1.2.3 Saharan Air Layer .....	42
1.3 Objetivos y estructura de la Tesis .....	46
<b>2. Metodología .....</b>	<b>49</b>
2.1 Región de estudio y emplazamiento de estaciones .....	50
2.2 Radiosondeos, lidar y datos de reanálisis .....	54
2.2 Estudio de inhomogeneidades.....	57
2.3 Análisis de Sondeos .....	59
2.5 Escenarios definidos en la climatología de aerosoles. Modelo de dos capas.....	62
<b>3. Resultados.....</b>	<b>67</b>
3.1 Caracterización de las inversiones MBL y de subsidencia sobre el Atlántico Norte subtropical.....	67
3.1.1 Estructura de la estabilidad vertical .....	68
3.1.2. Análisis de la doble estructura de la inversión.....	73
3.1.4. Caracterización espacial y temporal de las inversiones MBL y TWI.....	81
3.1.5. Caracterización espacial y temporal de la capa de inversión única.....	86

3.2 Caracterización vertical de la SAL por medio de mediciones lidar y radiosondas .....	90
3.2.1 Escenario limpio.....	93
3.2.2 Escenario 1: Condiciones de polvo en SCO e IZO.....	100
3.2.3 Escenario 2: Condiciones de polvo en IZO sin presencia de polvo en SCO .....	103
3.2.4 Escenario 3: Condiciones de polvo en SCO y condiciones limpias en IZO.....	104
3.2.5 Impacto de la SAL en la estructura vertical de la atmósfera en el Atlántico Norte subtropical.....	105
<b>4. Conclusiones.....</b>	<b>113</b>
<b>Futuras investigaciones.....</b>	<b>119</b>
Trabajos en proceso .....	120
<b>Bibliografía .....</b>	<b>121</b>

# Índice de figuras

Fig. 1.1 (Guerra et. al, 2002) Variación vertical típica de la temperatura atmosférica hasta 120 km de altura. ....	26
Fig. 1.2 Evolución diaria de la Capa Límite Terrestre. Fuente: licencia de Creative Commons Attribution-Share Alike 3.0 Unported. Adaptada de Wyngaard, 1992. ....	28
Fig. 1.3 Perfil de temperatura y temperatura del punto de rocío en la estación de Tenerife, a las 0000 UTC, el 17 de febrero de 2008. ....	32
Fig. 1.4 Compresión adiabática de un estrato.....	35
Fig. 1.5 Calentamiento adiabático diferencial de un estrato. (a) Modificación del perfil vertical de temperatura. ....	38
Fig. 1.6 (Arriba) Diagrama de contorno de frecuencia por altura de la estabilidad en Kapinga (Micronesia), procesado usando diferencias centradas cada 20 hPa en 475 sondeos. (Adaptado de Johnson et al., 1995). (Abajo) Ejemplo de una situación clásica en Anholt (Dinamarca) mostrando la detección de la altitud de las inversiones, en perfiles de radiosondeo. Temperatura potencial (izda) y humedad específica (drcha) (Tomado de Sempreviva y Gryning, 2000). ....	41
Fig. 1.7 Fotografía tomada en Canarias en un episodio de intrusión de polvo mineral. Se puede observar la capa de polvo, situada por encima de la primera inversión de temperatura. Las nubes asociadas a la inversión térmica se sitúan por debajo de la base de la misma. (Autor: J. C. Guerra). 43	
Fig. 2.1 Localización de las estaciones de medida utilizadas en esta investigación. ....	51
Fig. 2.2 Situaciones sinópticas de la región de estudio, con datos de reanálisis. (a) Altura geopotencial (m) correspondiente a la superficie isobárica de 1000 hPa. (b) Subsistencia en Pa/s.....	51
Fig. 2.3 Mapa topográfico de la isla de Tenerife, destacando la ubicación de las estaciones: (#60020) Santa Cruz de Tenerife y (# 60018) Güimar, desde donde se han lanzado los globos de radiosondeo. Se muestra el predominio de los vientos alisios y el ascenso orográfico debido a las montañas de la isla. ....	53
Fig. 2.4 Evolución de la temperatura, durante el período utilizado para caracterizar las inversiones MBL y TWI, a 1000 hPa. Se refleja el cambio de ubicación de la estación de Islas Canarias desde Santa Cruz a Güimar, en el año 2002. ....	57
Fig. 2.5. Ejemplos de gradiente superadiabático (perfil izquierdo) e inversión ficticia (perfil derecho). ....	61

- Fig. 2.6. Cuatro escenarios definidos en Tenerife (Islas Canarias) para estudiar la influencia de las intrusiones de polvo mineral procedente del Sáhara en la estructura térmica vertical. Se sombrea en azul las condiciones limpias; en la capa límite marina (SCO: Santa Cruz) y en la Troposfera libre subtropical (IZO: Izaña). Las condiciones polvorientas son sombreadas en naranja. El escenario CS muestra condiciones limpias en la MBL y troposfera libre. Los tres escenarios restantes: S1, S2 y S3 están afectados por el polvo sahariano. .... 64
- Fig. 3.1 Variación estacional de los porcentajes de sondeos con cero, una, dos o más de dos capas de inversión, en el rango de presiones entre 1000 y 700 hPa, en Islas Canarias (dos localizaciones), Madeira y Azores. .... 70
- Fig. 3.2 Diagrama de contorno de frecuencia por altitud (diagrama CFA) de la estabilidad ( $dt dz^{-1}$ ), dividida en cuatro intervalos: ene-feb-mar (a, e, i, m), abr-may-jun (b, f, j, n), jul-ago-sep (c, g, k, o) y oct-nov-dic (d, h, l, p), en Azores (a-d), Madeira (e-h) e Islas Canarias: Santa Cruz (i-l) y Güimar (m-p). Las isolíneas representan la frecuencia (%) de las observaciones, a un nivel determinado, en las que se detectan estabilidades en intervalos de  $1 K km^{-1}$ . .... 72
- Fig. 3.3 Ciclo anual del gradiente de temperatura ( $K km^{-1}$ ), primera columna; gradiente de la razón de mezcla  $dr dz^{-1}$  ( $g kg^{-1} km^{-1}$ ), segunda columna; y componentes del viento zonal y meridional ( $m s^{-1}$ ), tercera y cuarta columnas, respectivamente. Todas las figuras han sido calculadas usando solamente datos de sondeos con dos inversiones simultáneas identificadas en el rango entre 1000 y 700 hPa, en Azores (a-d), Madeira (e-h) e Islas Canarias: Santa Cruz (i-l) y Güimar (m-p). Las *líneas de puntos* indican la altitud promedio de la base de la primera (\*) y segunda (□) inversión. Las *barras de error* representan el error estándar. .... 74
- Fig. 3.4. (Izquierda) Variación anual de la SST ( $^{\circ}C$ ) y la estabilidad ( $^{\circ}C$ ). Los datos fueron promediados en Canarias, para calcular el parámetro SST, desde  $27.6$  a  $29.5^{\circ}N$  y  $13.1$  a  $16.9^{\circ}E$ , en Madeira desde  $29.5$  a  $35.2^{\circ}N$  y  $15$  a  $16.9^{\circ}E$  y, en Azores, desde  $35.2$  a  $41.0^{\circ}N$  y  $22.5$  hasta  $30.0^{\circ}E$ . Las barras de error representan el error estándar. (Derecha) Ciclo anual de la velocidad vertical ( $Pa s^{-1}$ ) calculado con la base de datos de reanálisis del NCEP. En reanálisis, los valores para las Islas Canarias han sido tomados entre  $27.5$  a  $30.0^{\circ}N$  y  $12.5$  a  $17.5^{\circ}E$ , en Madeira desde  $30.0$  a  $35.0^{\circ}N$  y  $15$  a  $17.5^{\circ}E$  y, en Azores, desde  $35.0$  a  $40.0^{\circ}N$  y  $22.5$  a  $30^{\circ}E$ ; datos promediados por estación en el rango temporal analizado en este estudio (Tabla 2.1). .... 77
- Fig. 3.5. Composición de la media de la SST, desde 1980 hasta 2013, durante el invierno (panel superior) y durante el verano (panel inferior). .... 79
- Fig. 3.6. Sección vertical esquemática que representa dos perspectivas de la primera y segunda capa de inversión, con baja (izda) y alta (dcha) subsidencia. Una subsidencia elevada presiona la masa de aire situada por debajo. La cima de la primera inversión, un nivel

seco, desciende a lo largo de la adiabática seca, sin embargo, la base, que está en un nivel muy húmedo, desciende a lo largo de la adiabática saturada. Este calentamiento diferencial produce un reforzamiento de esta capa de inversión.....	80
Fig. 3.7. Altura de la base de la inversión MBL (MBLI) (*) y TWI (□) vs velocidad vertical (omega) (hPa s <sup>-1</sup> ) en el nivel de 700 hPa, en Azores, Madeira e Islas Canarias (Güimar). .....	84
Fig. 3.8 Porcentaje de inversiones por niveles de presión, divididos en cuatro intervalos: ene-feb-mar (a, e, i, m), abr-may-jun (b, f, j, n), jul-ago-sep (c, g, k, o) y oct-nov-dic (d, h, l, p), en Azores (a-d), Madeira (e-h) e Islas Canarias: Santa Cruz (i-l) y Güimar (m-p). (Azul) Inversión MBL, (rojo) Inversión de Subsistencia. (Línea continua) Sondeos nocturnos, (Línea discontinua) Sondeos diurnos. ....	86
Fig. 3.9. (Barreto et al., 2017) Histogramas de frecuencia absoluta, para cada escenario definido de acuerdo con los datos de AERONET, de 2007 a 2014.....	91
Fig. 3.10. (Barreto et al., 2017). Perfiles de extinción y perfiles verticales de temperatura (T), temperatura potencial (θ), Temperatura potencial equivalente (θe) y humedad relativa (HR) para cada escenario limpio. La línea punteada azul representa la altitud de la estación IZO. Las líneas horizontales azules representan diferentes capas y la línea horizontal roja indica el nivel promedio de 0°C, extraídas de los sondeos verticales. El área verde sombreada está delimitada por los valores del percentil 20° y 80° de la extinción total lidar en cada nivel.....	97
Fig. 3.11. (Barreto et al., 2017) Perfiles de extinción y perfiles verticales de temperatura (T), temperatura potencial (θ), Temperatura potencial equivalente (θe) y humedad relativa (HR) para los escenarios (a) S1, (b) S2 y (c) S3. La línea punteada azul representa la altitud de la estación IZO. Las líneas horizontales azules representan las altitudes diferentes capas y la línea horizontal roja indica el nivel promedio de altitud de 0°C, extraídas de los sondeos verticales. El área verde sombreada está delimitada por los valores del percentil 20° y 80° de la extinción total lidar en cada nivel. ....	102
Fig. 3.12. (Barreto et al., 2017) Diferencias absolutas entre escenarios de polvo y limpios de los parámetros temperatura (a y b), humedad relativa (c y d) y coeficiente de extinción (e y f) para verano (1 <sup>a</sup> columna) y otoño-invierno (2 <sup>a</sup> columna), respectivamente. ....	107
Fig. 3.13. (Barreto et al., 2017) Histogramas normalizados de frecuencia de nubes identificadas, en la columna vertical, en los escenarios de (a) verano y (b) otoño-invierno, bajo condiciones limpias y de polvo, entre 2007 y 2014.....	112

# ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Estaciones operacionales de radiosondeo utilizadas en este estudio.....	55
Tabla 2.2. Comparación estadística de temperatura, en tres niveles de presión, entre las series de Santa Cruz (1997-2001) y Güimar (2003-2007); test no paramétricos Kolmogorov–Smirnov y Mann-Whitney. ....	58
Tabla 2.3. Porcentaje de gradientes superadiabáticos (%SA) e inversiones ficticias (%F). ....	62
Tabla 3.1 Número y porcentaje de sondeos en los que el número de inversiones ‘NI’ son cero, una, dos o más de dos, entre 1000-700 hPa, en cada estación de radiosondeo. ....	69
Tabla 3.2. Mediana de presión, temperatura, altura, razón de mezcla y dirección del viento en la base y la cima de las inversiones MBL y TWI; gradientes verticales de z, T y razón de mezcla, entre la base y la cima de cada inversión, en invierno y verano, para las cuatro estaciones de radiosondeo. ....	83
Tabla 3.3 Mediana de presión, temperatura, razón de mezcla y dirección del viento en la base y la cima de la inversión, en sondeos con una única inversión medida entre 1000 y 700 hPa; y diferencia de altura, temperatura y razón de mezcla entre la cima y la base, en invierno y verano, en las cuatro radiosondas.....	87
Tabla 3.4. Mediana de Omega [ $\text{hPa s}^{-1}$ ], en el nivel de 700 hPa, y error estándar, calculado para sondeos en los que el número de inversiones simultáneas "NI" es una o dos. ....	89
Tabla 3.5. Número y porcentaje (en paréntesis) de sondeos con $N=i$ (donde $i$ puede ser 0, 1, 2, y $>2$ ) inversiones térmicas, por debajo del nivel de 750 hPa, para cada escenario. ....	92
Tabla 3.6. Altura promedio de la isocero en cada uno de los escenarios. ....	93
Tabla 3.7. Estadísticas principales de la estructura vertical de la atmósfera extraída de sondeos atmosféricos con dos inversiones térmicas medidas por debajo de 750 hPa (mediana y error estándar) para cada escenario limpio. ....	98
Tabla 3.8. Estadísticas principales de la estructura vertical de la atmósfera extraída de sondeos atmosféricos con dos inversiones térmicas medidas por debajo de 750 hPa (mediana y error estándar) para los escenarios de polvo S1, S2 y S3. ....	99

# 1. INTRODUCCIÓN

---

*“El 6 de enero (1831) llegamos a Tenerife, pero se nos prohibió desembarcar, por temor de que lleváramos el cólera; a la mañana siguiente vimos salir el Sol tras el escarpado perfil de la isla de Gran Canaria e iluminar súbitamente el pico de Tenerife, en tanto las regiones más bajas aparecían veladas en nubes aborregadas”.*

*Charles Robert Darwin. Diario del viaje de un naturalista alrededor del mundo.*

## 1.1 Estructura vertical de la atmósfera terrestre

La atmósfera terrestre presenta una estructura vertical muy estratificada, asociada a su alta compresibilidad y a la distribución de los componentes del aire y su interacción con la radiación solar y terrestre. Esta estratificación se manifiesta marcadamente en algunos parámetros termodinámicos tales como la temperatura, cuyas variaciones verticales influyen decisivamente en las propiedades de la atmósfera a diferentes niveles. Las variaciones de la temperatura con la altitud nos permiten dividir la atmósfera en una serie de capas cuya nomenclatura fue propuesta en 1960 por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (Fig 1.1) (Brasseur y Solomon, 2005):

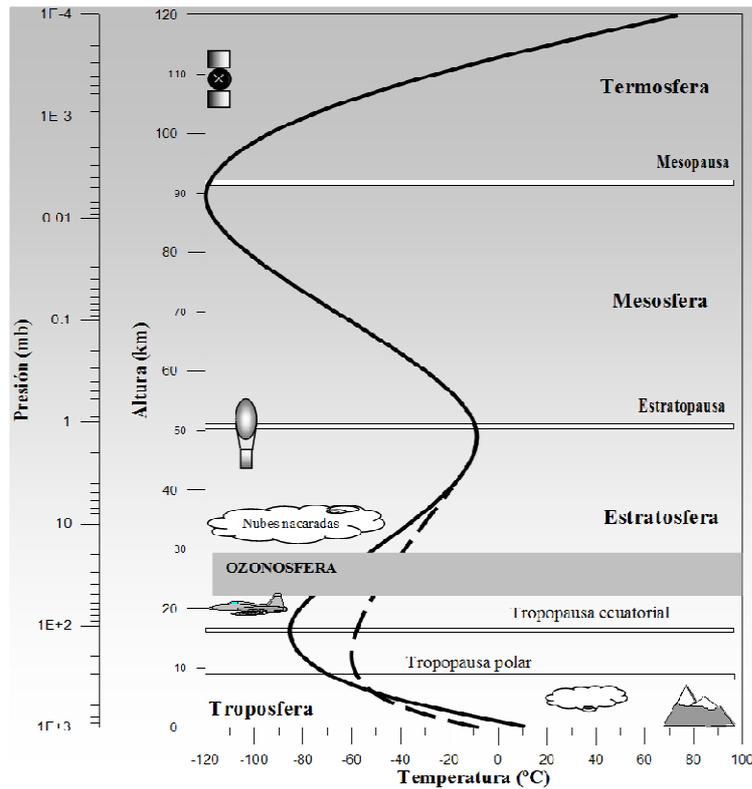


Fig 1.1 (Guerra et. al, 2002) Variación vertical típica de la temperatura atmosférica hasta 120 km de altura.

Desde el punto de vista meteorológico, la región más importante es la que se encuentra en contacto con la superficie terrestre. Esta región inferior, llamada **troposfera**, que etimológicamente viene a significar *esfera del cambio*, por tener lugar en la misma cambios de naturaleza meteorológica (en ella se dan la mayoría de los fenómenos meteorológicos), se caracteriza porque la temperatura disminuye con la altitud de manera casi constante en una proporción que puede llegar a ser de hasta  $10 \text{ K km}^{-1}$  (Andrews, 2000). Esta estructura térmica es consecuencia de la transparencia del aire a la radiación solar (la cual puede alcanzar la superficie y calentarla) y de la opacidad del vapor de agua y otros gases de efecto invernadero a la emisión infrarroja desde la superficie, provocando, ayudada por los movimientos convectivos, un calentamiento de los niveles bajos. En la troposfera se encuentra, aproximadamente, el 80% de la masa de la atmósfera terrestre y prácticamente todo el vapor de agua, el  $\text{CO}_2$  y los aerosoles atmosféricos. Puede ocurrir en esta capa y a diferentes altitudes que

durante unos cientos de metros la temperatura aumente, dando lugar a lo que denominamos inversiones térmicas que se generan como consecuencia de procesos meteorológicos diversos. Estas capas de fuerte estabilidad tienen una gran importancia en meteorología actuando como bloqueo de los movimientos convectivos de niveles inferiores.

Otra característica importante de esta primera capa atmosférica es que presenta una doble estructura con dos regiones bien diferenciadas: la capa límite planetaria (PBL, de sus siglas en inglés: “Planetary Boundary Layer”; o ABL, “Atmospheric Boundary Layer”, como también suele denominarse) y la que se extiende sobre ella, la troposfera libre (FT, de sus siglas en inglés: “Free Troposphere”). La PBL es la capa en contacto con la superficie terrestre e influenciada por la misma, respondiendo a forzamientos superficiales en escalas de tiempos entorno a una hora. Su espesor puede variar en función de numerosos factores como pueden ser la topografía, intensidad del viento, advección de calor y humedad, grado de calentamiento o enfriamiento del suelo, etc.. En dicha capa, la elevación convectiva de burbujas de aire al calentarse en contacto con la superficie rugosa del suelo, hace que se genere una mezcla turbulenta de aire favoreciendo el fenómeno de difusión y transporte de energía y materia hasta un nivel delimitado normalmente por la presencia de una discontinuidad térmica. A partir de esta, el comportamiento de la atmósfera ya no está sujeto a dichos intercambios turbulentos. Estas discontinuidades térmicas o inversiones de temperatura, actuarían como superficies de discontinuidad entre las dos masas de aire, la que se encuentra dentro de la capa de mezcla y la que se encuentra por encima de dicha capa o troposfera libre.

Los procesos convectivos que generan la PBL dan lugar a que su estructura vertical se modifique a lo largo del día (Fig. 1.2). Durante el día la mezcla vertical de aire se incrementa, lo cual hace que aumente el grosor de dicha capa que alcanza su máximo a primeras horas de la tarde. Durante la noche el enfriamiento del suelo debilita la turbulencia lo que hace que la capa límite venga definida por el estrato estable representado por la inversión radiativa superficial. Esta variación diaria permite reconocer una estructura diferenciada del día respecto de la noche. Así durante el día es posible reconocer las siguientes capas:

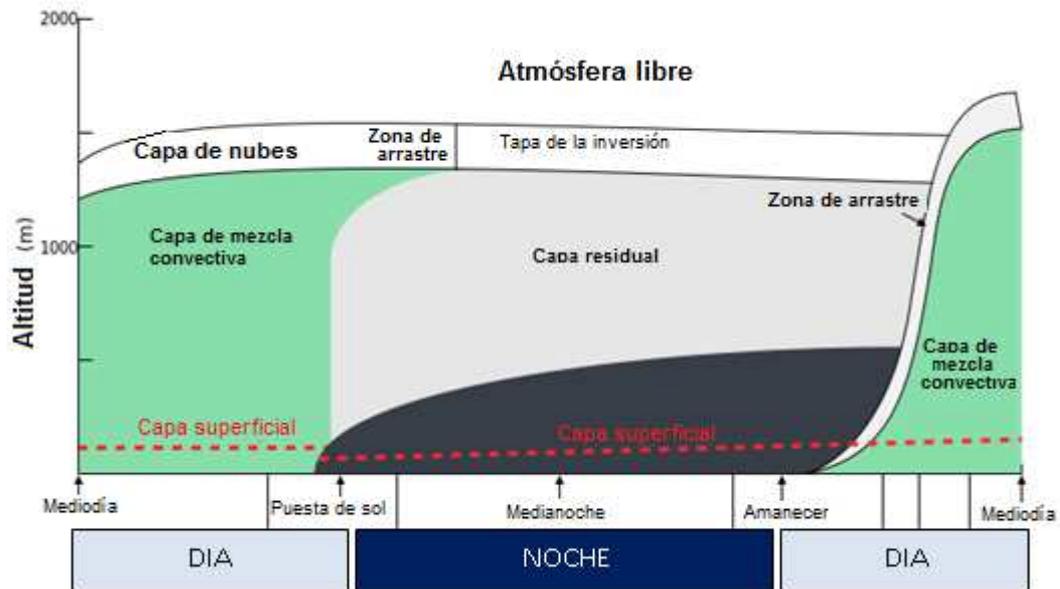


Fig. 1.2 Evolución diaria de la Capa Límite Terrestre. Fuente: licencia de Creative Commons Attribution-Share Alike 3.0 Unported. Adaptada de Wyngaard, 1992.

- *Capa Superficial (SL, "Surface Layer")*. Se define como la región de la PBL más próxima a la superficie del planeta. Bajo condiciones meteorológicas de buen tiempo presenta un gradiente de temperatura potencial superadiabático, siendo por tanto una capa inestable desde un punto de vista de la estabilidad estática. Aquí tienen lugar las variaciones meteorológicas más acusadas por lo que los intercambios de momento lineal, calor y masa son muy significativos. El tope se define a la altitud en la que los flujos turbulentos varían más de un 10% respecto a sus valores en superficie.

- *Capa Convectiva de Mezcla (CML, "Convective Mixed Layer")*. Solo aparece bajo condiciones de atmósfera de fuerte convección y se caracteriza por una intensa mezcla convectiva vertical. Esto conduce a que magnitudes físicas tales como temperatura potencial y humedad presenten un perfil constante en altura.

- *Capa de Arrastre (EZ, "Entrainment Zone")*. Solo se forma durante el día bajo condiciones meteorológicas de buen tiempo. Esta capa es la frontera entre la CML y la FT. Actúa como un límite restringiendo el dominio de la turbulencia. Esta capa presenta un gradiente de temperatura potencial subadiabático (la temperatura potencial crece en

altura) por lo que actúa como tope para aquellas masas de aire que proceden de la superficie estableciendo un límite superior a la turbulencia.

La división en capas de la PBL se modifica notablemente durante la noche puesto que las magnitudes físicas que la caracterizan cambian considerablemente. En este caso se pueden distinguir:

- *Capa Superficial (SL)*. Ahora esta capa es estable y se inserta en una capa más general.

- *Capa Límite Estable (SBL)*. Se define como la región que se extiende desde la superficie hasta el punto en el cual se alcanza una temperatura potencial constante.

- *Capa Residual*. Su nombre se debe a que se forma cuando desaparece la CML. El enfriamiento radiativo es uniforme a lo largo de toda la capa. Es una capa estable.

Por encima de la capa límite planetaria encontramos la llamada troposfera libre, donde el viento es aproximadamente geostrófico, es generalmente no turbulenta y con gradientes verticales de temperatura de  $6.5 \text{ K km}^{-1}$  en promedio (Pollack et al., 1976, Ramanathan, 1976, Stone y Carlson, 1979).

El límite superior de la troposfera se denomina tropopausa y su localización en altura y su temperatura dependen de la latitud y de la época del año. Así en el ecuador la tropopausa se sitúa, en promedio, a unos 18 km de altura y a  $\sim -80^\circ\text{C}$  de temperatura (Reed y Vlcek, 1969, Rosenlof, 1995, Seidel et al., 2001, Randel et al, 2003); en latitudes medias, la tropopausa se sitúa por debajo de 10 y 15 km (Seidel et al., 2001, Rodríguez-Franco y Cuevas, 2013), mientras que en las regiones polares ( $\sim 75^\circ$ ) no sobrepasa los 9 km y la temperatura sólo disminuye hasta los  $\sim -50^\circ\text{C}$  (Hoinka, 1998, Zängl y Hoinka, 2001).

La siguiente capa sobre la tropopausa se caracteriza por un aumento de la temperatura con la altitud (Brasseur y Solomon, 2005). Esta estructura térmica facilita la estratificación a todos los niveles, por lo que se le denomina **estratosfera**, aunque no quiere decir que la reducida turbulencia de la capa no pueda producir una mezcla homogénea en la misma, como se creía originariamente. El aumento de la temperatura con la altitud, en esta zona, está íntimamente relacionado con la intensa absorción por

parte del ozono (estratosférico) de radiación solar ultravioleta. El límite superior de esta zona, denominado estratopausa se encuentra a unos 50 km de altura, donde la temperatura es de, aproximadamente, unos 0°C.

Desde la estratopausa hasta los 85 km aproximadamente, la temperatura vuelve a disminuir de nuevo como consecuencia de la menor absorción de radiación UV solar por parte de la molécula del ozono y del oxígeno molecular. En esta región, que recibe el nombre de **mesosfera**, se llegan a alcanzar las temperaturas más bajas de la atmósfera, cercanas a los -100 °C o inferiores. Hasta la mitad de esta capa pueden penetrar rayos cósmicos y fotones muy energéticos procedentes del sol, dando lugar a la ionización de los átomos y moléculas de aire, lo que genera una capa con una concentración iónica importante a la que se denomina *ionosfera*.

Por encima de la mesosfera y separada por la mesopausa, comienza un nuevo aumento de la temperatura, que define la existencia de la **termosfera**. Este nuevo calentamiento es debido a la absorción de radiación UV muy energética por parte del O<sub>2</sub> y N<sub>2</sub> fundamentalmente. Aunque la energía puesta en juego en estos procesos es despreciable frente a la que tiene lugar en la estratosfera, la baja densidad del aire hace que la temperatura se eleve hasta alcanzar los 250°C e incluso los 800°C en los momentos de máxima actividad solar, bien entendido que el concepto de temperatura es casi matemático.

Entre los 500 y 700 km se podría situar la base de una última capa atmosférica, la exosfera, término poco preciso que engloba parcialmente el significado de la capa precedente y a menudo se utiliza para designar las mismas zonas espaciales. Esta última capa atmosférica se extiende hasta los límites superiores de la atmósfera, que alcanza al menos 1000 km de altitud, con una masa atmosférica evanescente ya que su densidad aquí se estima en una molécula por cm<sup>3</sup>. Estas densidades ínfimas tienden a confundirse ya con las del espacio interplanetario.

## 1.2 La troposfera de las regiones subtropicales

La característica principal de la troposfera de las regiones subtropicales viene dada por una estructura vertical con capas de fuerte estabilidad, capas isotermas o inversiones térmicas, que ocurren en un amplio rango de altitudes. Estos cambios verticales pronunciados se originan por diferentes mecanismos físicos, dando lugar a diferentes zonas de gran estabilidad: **(i)** inversiones superficiales asociadas con el enfriamiento superficial radiativo durante la noche (Nieuwstadt 1984, Stull 1988, Seibert et al., 2000); **(ii)** la inversión que limita a la capa límite planetaria, o denominada en las regiones oceánicas como capa límite marina (Marine Boundary Layer, MBL) asociada con una fuerte estabilidad y una reducción vertical de la humedad (Busch et al., 1982, Rouault et al., 1999, Ciesielski et al., 2001); **(iii)** la inversión de subsidencia (Trade Wind Inversion, TWI), una inversión de temperatura presente generalmente en la rama descendente de las células de circulación general de la atmósfera sobre las porciones orientales de los océanos subtropicales (Malkus 1956, Augstein et al., 1973, Riehl 1979, Albrecht 1984, Schubert et al. 1995, Johnson et al. 1999); **(iv)** la inversión de 0°C (Melting Layers –ML–), que se corresponde con zonas de gran estabilidad próximas al nivel de 0°C y que están asociadas con procesos de fusión dentro de sistemas de precipitación (Johnson et al., 1995, 1999); **(v)** capas de estabilidad de niveles altos vinculadas a la parte superior de capas de polvo mineral que se encuentra confinado verticalmente en una capa de mezcla de 4-5 km de profundidad, como por ejemplo la capa de aire sahariana (SAL: Saharan Atmospheric Layer, de sus siglas en inglés) observada principalmente en verano en el Atlántico Este Subtropical (Prospero y Carlson 1981, Dunion y Marron 2008).

Un alto porcentaje de sondeos individuales en los subtrópicos presentan conjuntamente muchas o incluso todas estas zonas de fuerte estabilidad, tal como muestra el sondeo representado en la Fig. 1.3, que corresponde con un perfil vertical realizado a partir de datos de la estación de radiosondeos de Güimar (#60018) desde Tenerife, Islas Canarias.

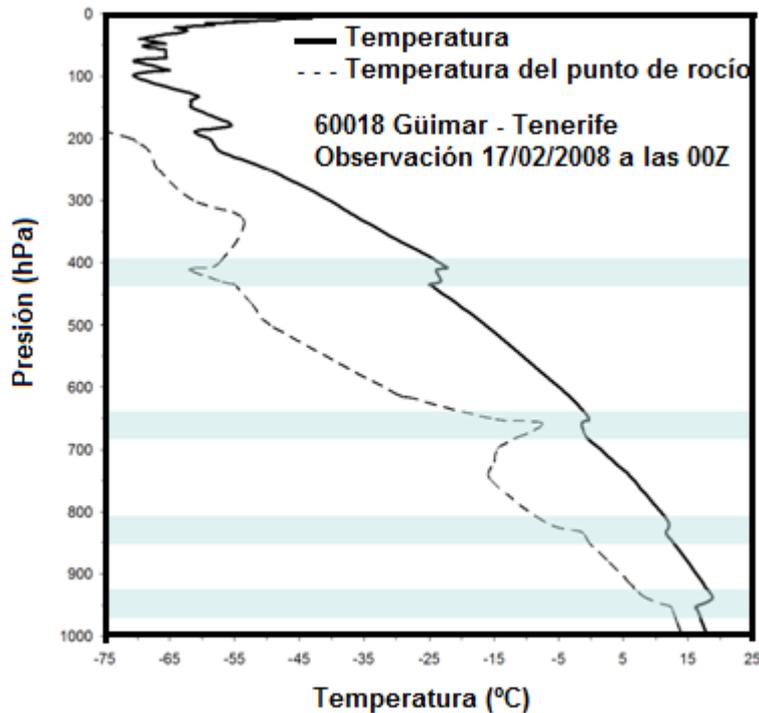


Fig. 1.3 Perfil de temperatura y temperatura del punto de rocío en la estación de Tenerife, a las 0000 UTC, el 17 de febrero de 2008.

Analicemos con detalle cada una de estas zonas de estabilidad.

### 1.2.1 Inversiones bajas

De gran importancia, debido a su impacto sobre el clima y la meteorología, son las inversiones más bajas, especialmente las situadas por debajo de la isocero (generalmente a  $p > 600$  hPa). Estas inversiones están relacionadas con la formación de mantos de estratocúmulos y cúmulos poco profundos que afectan significativamente a la radiación y a los balances energéticos de la atmósfera y el océano (Hartmann et al., 1992). Muchas de estas inversiones se asocian con la parte superior de la PBL o con la subsidencia a gran escala en la rama descendente de la célula de Hadley sobre el cinturón de vientos alisios.

En las estaciones utilizadas en este estudio, la influencia del océano en los procesos atmosféricos, debido a su proximidad, condiciona que a la capa límite atmosférica la denominemos directamente MBL. Otros estudios trabajan con estaciones continentales y se refieren a la capa límite atmosférica sobre tierra, que requiere consideraciones particulares (Sastre-Marugán, 2016). A través de la MBL tienen lugar las interacciones superficie océano-atmósfera, conectando muchos factores biológicos, hidrológicos y atmosféricos (Moene y van Dam, 2014). La inversión del tope de la MBL se identifica, habitualmente, por una fuerte estabilidad estática y un descenso de la humedad en la transición a la atmósfera libre (Busch et al. 1982, Rouault et al. 1999, Ciesielski et al. 2001). En la últimas décadas, se han realizado muchos esfuerzos para comprender la estructura de la MBL sobre el océano, porque es un excelente laboratorio con el que estudiar la física de la interacción aire-mar. La MBL desempeña un papel fundamental en la determinación de los intercambios de energía, masa y momento que ocurren sobre el océano e influyen en la atmósfera en un amplio espectro espacio-temporal (Arya 1988).

Debido a su persistencia, la inversión de subsidencia ha sido el foco de numerosos estudios relacionados con la estructura de la atmósfera subtropical inferior. La TWI fue descubierta en la década de 1850 por Piazzzi-Smyth mientras realizaba medidas de temperatura cuando escalaba las cumbres de Tenerife (Islas Canarias) (Dorta, 2000).

La TWI modula la meteorología y el clima en las regiones subtropicales y tiene un origen dinámico y no radiativo o advectivo, aunque no podemos descartar que no influyan en cierta medida los fenómenos de radiación. Son consecuencia de la *deformación adiabática* de los estratos de aire en los procesos de subsidencia. Estas inversiones suelen cubrir grandes extensiones, teniendo en cuenta la escala sinóptica del mecanismo dinámico al cual están asociadas. La subsidencia casi nunca continúa hasta la superficie terrestre ya que cerca del suelo siempre hay procesos de mezcla turbulenta que origina que las inversiones se sitúen en altura, generalmente entre 500 y 1500 metros. Además es típica la forma de la curva de la temperatura del punto de rocío con un máximo en la base de la inversión; este aumento de la saturación del aire en este nivel se explica porque la inversión supone una barrera para las corrientes verticales

cargadas de humedad, que en algunos casos han superado el nivel de condensación por ascenso antes de alcanzar este nivel. Se puede formar así una capa de estratocúmulos justo debajo de la inversión que se conoce con el nombre de “mar de nubes”. Por encima de la inversión la humedad decrece bruscamente debido a que la inversión aísla la capa superior de la fuente de humedad inferior y por el calentamiento adiabático que genera la subsidencia.

La teoría termodinámica, que explica la formación de las inversiones de subsidencia, se basa en conocer cómo es el calentamiento adiabático de un estrato de aire sometido a un movimiento vertical descendente en la atmósfera y cómo se modifica su gradiente térmico. Para ello supongamos una delgada capa de aire que desciende desde una altura  $Z_1$  a una altura inferior  $Z_2$ . Al descender, el estrato se va aplastando en sentido vertical, ya que se encuentra con presiones cada vez mayores, y se dilata en sentido horizontal como consecuencia de la divergencia de los niveles bajos (ver FIG. 1.4). Es decir, que el estrato pasa desde un estado  $p, T$ , donde su espesor es  $dz$ , al estado  $p', T'$ , donde su espesor será  $dz'$ . Supongamos, además, que durante la transformación no se altera el orden vertical de las partículas de aire, es decir, que los puntos A y B que inicialmente ocupaban la parte superior e inferior del estrato, seguirán ocupando estas posiciones cuando el estrato desciende hasta el nivel  $Z_2$ . Tanto A como B conservan sus temperaturas potenciales ya que el descenso es adiabático seco (el aire de los niveles altos está generalmente muy seco), por lo que sus diferencias también se mantendrán constantes.

$$\theta_A - \theta_B = \frac{d\theta}{dz} dz = \theta_{A'} - \theta_{B'} = \frac{d\theta'}{dz'} dz' \quad (1)$$

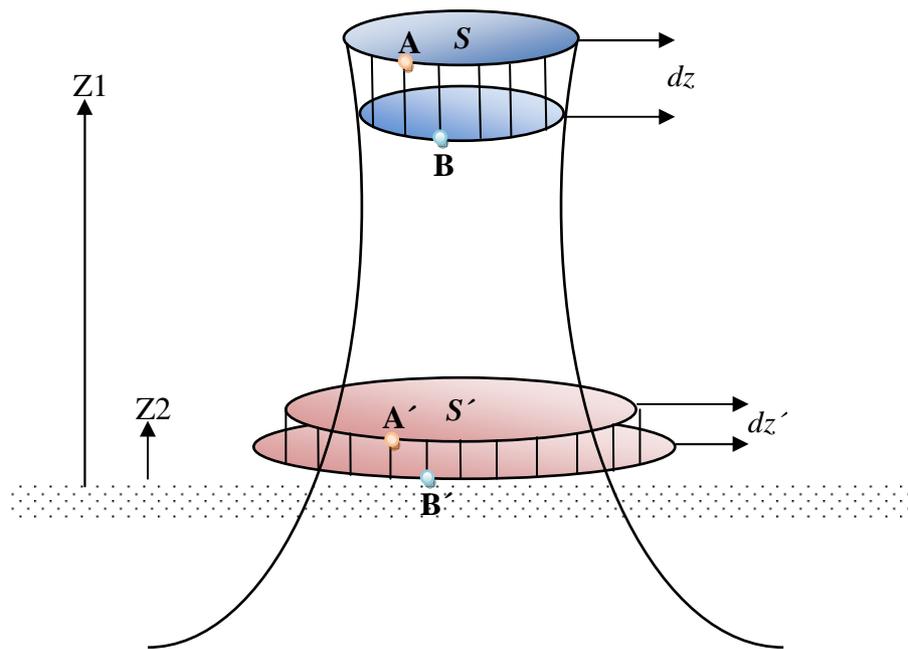


Fig. 1.4 Compresión adiabática de un estrato.

Teniendo en cuenta que la temperatura potencial se puede escribir como (Iribarne et al., 1996):

$$\theta = T p_o^\kappa p^{-\kappa}$$

donde  $\kappa=R/c_p$ ; ( $R$  es la cte. universal de los gases y  $c_p$  el calor específico a presión constante). Derivando respecto de la altura,

$$\frac{d\theta}{dz} = p_o^\kappa \left[ \frac{dT}{dz} p^{-\kappa} - T \kappa p^{-\kappa-1} \frac{dp}{dz} \right]$$

$$\frac{d\theta}{dz} = p_o^\kappa \left[ \frac{dT}{dz} p^{-\kappa} - T \kappa \frac{p^{-\kappa}}{p} \frac{dp}{dz} \right] \quad (2)$$

Teniendo en cuenta que el medio verifica la ecuación de equilibrio hidrostático (suponiendo aplicable el modelo de la parcela de aire),

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g$$

suponiendo comportamiento de gas ideal

$$p = \rho RT$$

y teniendo en cuenta la definición del gradiente adiabático seco ( $\Gamma_d = g/c_p$ ) y del gradiente térmico vertical ( $\Gamma = dT/dz$ ), la ecuación (2) se escribe,

$$\frac{d\theta}{dz} = p_o^\kappa \left[ -\Gamma p^{-\kappa} + T \frac{R}{c_p} \frac{p^{-\kappa}}{\rho RT} \rho g \right]$$

$$\frac{d\theta}{dz} = p_o^\kappa p^{-\kappa} [-\Gamma + \Gamma_d]$$

Así, la ecuación (1) quedaría,

$$p^{-\kappa} [\Gamma_d - \Gamma] dz = p'^{-\kappa} [\Gamma_d - \Gamma'] dz' \quad (4)$$

Además, teniendo en cuenta la ecuación general que relaciona dos estados cualesquiera para una transformación adiabática,

$$p^{c_v/c_p} V = p'^{c_v/c_p} V'$$

la cual, teniendo en cuenta que

$$\kappa = \frac{R}{c_p} = \frac{c_p - c_v}{c_p} = 1 - \frac{c_v}{c_p}$$

y que el volumen inicial del estrato es  $V = S dz$  y el volumen final  $V' = S' dz'$ , puede escribirse como

$$\begin{aligned} p^{1-\kappa} S dz &= p'^{1-\kappa} S' dz' \\ \frac{p}{p^\kappa} S dz &= \frac{p'}{p'^\kappa} S' dz' \end{aligned} \quad (5)$$

y dividiendo término a término (4) y (5) llegamos a:

$$\frac{\Gamma_d - \Gamma}{p S} = \frac{\Gamma_d - \Gamma'}{p' S'} = M$$

Esta constante  $M$  recibe el nombre de **“Invariante de Margules”** (Max Margules, 1856-1920, meteorólogo, físico y químico austriaco). En el movimiento de subsidencia aumentan simultáneamente los dos términos del denominador ( $p' > p$  y  $A' > A$ ); la presión debido a la menor altitud y el área debido a la dispersión lateral. La invariancia de  $M$  obliga por tanto a que  $(\Gamma_d - \Gamma') > (\Gamma_d - \Gamma)$ , es decir, que el gradiente térmico del estrato debe ir disminuyendo ( $\Gamma' < \Gamma$ ). Así resulta que si la estratificación inicial es estable, con la subsidencia aumenta todavía más la estabilidad, siendo esta una de las razones de la gran estabilidad encontrada en el centro de los anticiclones.

En esta disminución del gradiente térmico se puede llevar al punto de hacerlo cero (estrato isoterma) cuando,

$$p' A' = \left[ \frac{\Gamma_d}{\Gamma_d - \Gamma} \right] p A$$

y se hace negativo para  $p' A'$  mayores que este valor crítico; es en estos casos cuando aparece la inversión de temperatura, cuyo nivel indica el límite inferior del movimiento de descenso.

Haciendo uso de diagramas termodinámicos se puede observar intuitivamente como el descenso de columnas aumenta la estabilidad y viceversa. Así, por ejemplo, si usamos un diagrama de Stüve vemos cómo evolucionando adiabáticamente la columna AB, con un gradiente determinado, y a tenor del aplastamiento sufrido por la columna en su movimiento descendente, podemos llegar incluso invertir el signo del gradiente, generando una inversión de temperatura (FIG. 1.5). El efecto de la subsidencia sobre la curva de estado es entonces clara, modificándola tal que se haga más estable hasta el punto de que los estratos inferiores puedan llegar a generar una zona de inversión térmica.

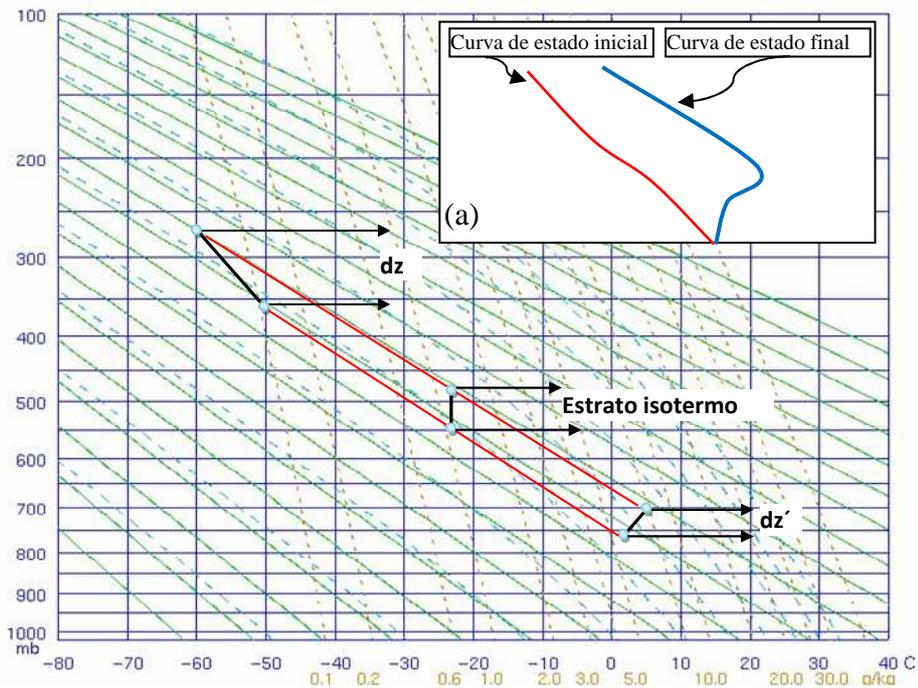


Fig. 1.5 Calentamiento adiabático diferencial de un estrato. (a) Modificación del perfil vertical de temperatura.

Desde las investigaciones más tempranas sobre la estructura vertical de la región subtropical bajo influencia de la subsidencia, se demostró que estas capas de alta estabilidad presentan una marcada dependencia con la latitud (Schubert et al., 1995, Johnson et al., 1999), la estación del año (Tullot, 1956, Dorta, 1999, Marzol et al., 2006, Rémillard et al., 2012) y una notable variación diurna (Blake, 1928). Los primeros datos experimentales que muestran la dependencia con la latitud se obtuvieron de la expedición Meteor de 1924-27 (Riehl et al., 1951). Utilizando datos de esta primera expedición, von Ficker (1936) construyó el primer mapa de la altitud de la base de la TWI sobre las frías corrientes del Océano Atlántico. Sus estudios muestran inversiones bajas cerca del noroeste y suroeste de África, sobre las corrientes oceánicas frías, y una inversión bastante plana a aproximadamente 2000 m sobre la mayor parte de la región. Otros estudios encontraron resultados similares sobre el Pacífico, con una inversión de subsidencia que se inclinaba suavemente hacia el ecuador a 300-400 m/km (Schubert et al., 1995).

Gutnick (1958) realizó uno de los primeros estudios sobre la variación estacional de la frecuencia y altura de la inversión de subsidencia en el Caribe. Sus resultados mostraron que durante los meses de invierno, cuando la precipitación es baja, la inversión se refuerza, y, durante el verano, se debilita y se eleva ligeramente. Font Tullot (1956), utilizando más de 40 años de datos de estaciones de tierra, en diferentes ubicaciones de la isla de Tenerife (Islas Canarias), estableció la altitud media mensual de la inversión de subsidencia. Esta muestra una clara variación estacional, con la inversión situada típicamente a una altura de 1600 m en invierno, y 1200 m en verano. En el artículo Carrillo et al., 2016, utilizando datos de radiosonda regulares, hemos analizado la fuerte estacionalidad de la inversión de temperatura en Canarias. En los meses de verano, la capa de inversión muestra la mayor frecuencia, tiene una menor altitud y un gradiente térmico mayor que en los meses de invierno. El espesor máximo (alrededor de 500 m) de la capa de inversión se observa en verano, cuando se encuentra a 800 m (Cuevas, 1995, Rodríguez, 1999). En Azores, no ha sido apreciada una variación estacional significativa por Rémillard et al. (2012) con 19 meses de datos analizados.

Respecto a la variabilidad diurna en la capa de inversión, Blake (1928) descubrió que la base de inversión es, en promedio, 85 m más baja por la tarde que por la mañana. Neiburger et al. (1961) encontraron que la inversión también es altamente variable en escalas de tiempo de hasta dos semanas.

Algunas investigaciones (Albrecht, 1984, Schubert et al., 1995, Cao et al., 2007) consideran que la TWI se sitúa encima de la capa límite planetaria. Sin embargo, otros autores diferencian la capa de TWI de la inversión producida en la parte superior de la capa de mezcla (Johnson et al., 1995, Sempreviva y Gryning, 2000) donde se mide el mayor gradiente de humedad (Ma et al., 1996, von Engelmann et al., 2005, Cao et al., 2007). Algunos autores (Johnson et al., 1995, Rouault et al., 1999, Sempreviva y Gryning, 2000, Von Engelmann et al., 2005, Zhang et al., 2009, Alappattu y Kunhikrishnan, 2010, Rémillard et al., 2012), analizando la estabilidad vertical, han encontrado una doble estructura en niveles bajos (Fig. 1.6). Johnson et al. (1995), en su estudio de las inversiones de 0°C, en la región del Caribe, encontraron una elevada estabilidad en capas centradas cerca de 925, 800 y 550 hPa. Sugirieron que el pico de estabilidad cerca

de 925 hPa representa la inversión por encima de la capa de mezcla, y la capa de estabilidad alrededor de 800 hPa se asocia con la TWI. Rouault et al. (1999) también encontraron una estructura de doble inversión al analizar la capa límite atmosférica por encima de la Corriente de Agulhas, Port Alfred, Sudáfrica. Von Engel et al. (2005) asociaron las capas límite más superficiales con una cubierta de nubes más grande, debido a la humedad (en términos de HR) y las capas más profundas, con cúmulos y valores más pequeños de cobertura de nubes. Sempreviva y Gryning (2000) propusieron dos posibles explicaciones a las dos inversiones identificadas: 1) la segunda inversión podría haberse originado de la capa residual, que permaneció desde el momento en que la inversión anterior alcanzó esa altura; 2) las radiosondas podrían haber registrado una capa límite atmosférica desarrollada sobre tierra y encontrada sobre el mar por advección.

Las investigaciones citadas, a pesar de que identifican una doble estructura en la estabilidad vertical atmosférica, no realizan una caracterización física de la misma. En el artículo Carrillo et al. (2016) hemos realizado un estudio termodinámico, con datos de radiosondeos de tres estaciones situadas en archipiélagos del Atlántico Norte subtropical, durante más de 30 años. Se ha analizado la variación estacional y latitudinal de las dos inversiones térmicas medidas en la baja Troposfera, determinando, además, parámetros físicos que caracterizan sendas inversiones.

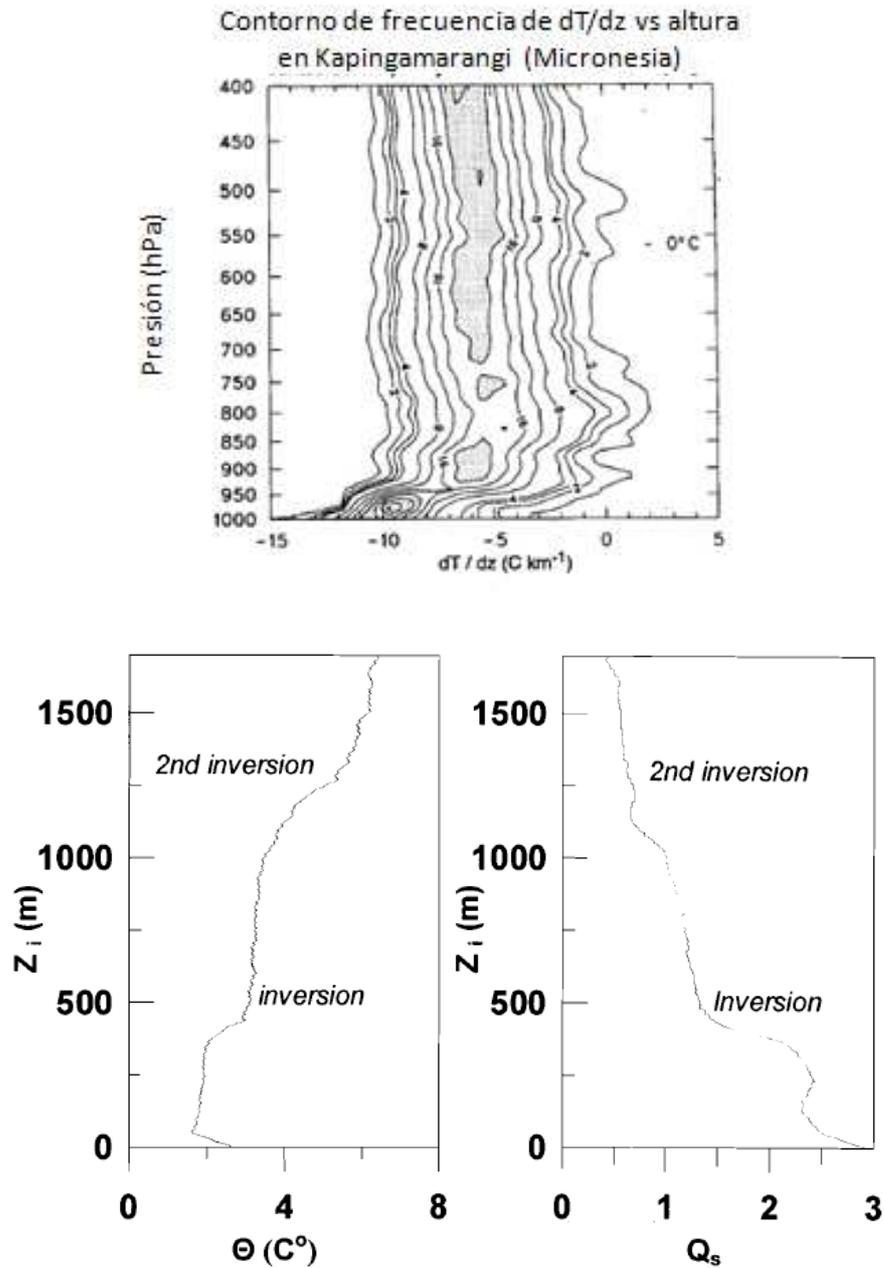


Fig. 1.6 (Arriba) Diagrama de contorno de frecuencia por altura de la estabilidad en Kapinga (Micronesia), procesado usando diferencias centradas cada 20 hPa en 475 sondeos. (Adaptado de Johnson et al., 1995). (Abajo) Ejemplo de una situación clásica en Anholt (Dinamarca) mostrando la detección de la altitud de las inversiones, en perfiles de radiosondeo. Temperatura potencial (izda) y humedad específica (drcha) (Tomado de Sempreviva y Gryning, 2000).

### 1.2.2 Melting layers

En los radiosondeos de las regiones subtropicales es frecuente encontrar capas de gran estabilidad, generalmente capas isotermas, a la altitud dónde se localiza la iso-0°C. Estas capas de fuerte estabilidad, que coexisten muchas veces con las inversiones de subsidencia, confundándose a menudo con ellas por presentarse a altitudes similares, se forman dentro o cerca de los sistemas de precipitación. Son el resultado de procesos de fusión de la precipitación sólida cuando alcanza niveles inferiores con temperaturas por encima de los 0°C y se forman generalmente a presiones mayores de 600 hPa y temperaturas cercanas a los 273 K. De aquí que a estas regiones de gran estabilidad se las denomine *melting layers* (capas de fusión).

Existen algunos estudios de estas regiones, asociadas a la precipitación, realizados en el pacífico occidental tropical (Johnson et al., 1995). Según estos trabajos es posible hacer una clasificación en dos tipos principales: capas anormalmente frías y húmedas, situadas en los 0°C y ligeramente por debajo de los 0°C y capas anormalmente cálidas y secas, en el nivel de 0°C y/o justo por encima. En la zona subtropical del Atlántico Norte no hay estudios específicos de estas zonas de estabilidad.

### 1.2.3 Saharan Air Layer

Las capas de estabilidad descritas anteriormente, se ven modificadas en los eventos de intrusión de aerosoles procedentes del vecino continente africano y que afectan al Atlántico Norte subtropical (FIG. 1.7). El polvo mineral es uno de los componentes principales de la intrusión atmosférica, representando alrededor del 75% de los aerosoles globales inyectados en la atmósfera (Kinne et al., 2006, Mona et al., 2012, Papayannis et al., 2012). El norte de África ha sido reconocido como la mayor región emisora de polvo mineral en el mundo (Engelstaedter et al., 2006, IPCC, 2013). Las emisiones de polvo se confinan principalmente en una capa elevada, generalmente denominada Saharan Air Layer (SAL) (Prospero y Carlson, 1980). La SAL se sitúa

generalmente en la atmósfera libre, a 5-6 km de altura (Karyampudi y Carlson, 1988). En la base de la SAL, se mide una temperatura entre 5-10°C por encima de los valores correspondientes a un sondeo normal, mientras que el aire próximo a la cima está más frío, entre 1-2°C menos que el aire circundante, resultando en una inversión térmica en la cima de dicha capa (Barreto et al., 2017). Esta inversión se produce como resultado del balance neto radiativo entre la interacción de la radiación de onda larga y corta con los aerosoles (Carlson y Benjamin, 1980, Wong y Dessler, 2005, Zhu et al., 2007, Wong et al., 2009).



Fig. 1.7 Fotografía tomada en Canarias en un episodio de intrusión de polvo mineral. Se puede observar la capa de polvo, situada por encima de la primera inversión de temperatura. Las nubes asociadas a la inversión térmica se sitúan por debajo de la base de la misma. (Autor: J. C. Guerra).

La energía solar que llega a la Tierra, en forma de radiación de onda corta, es absorbida por el polvo mineral, creando un efecto de calentamiento alrededor del máximo de concentración de aerosoles. Sin embargo, la radiación de onda larga, emitida

por la Tierra, produce el efecto contrario; el polvo mineral absorbe y refleja la energía que recibe desde la superficie, reemitiendo la radiación de onda larga en todas las direcciones y produciendo un efecto de enfriamiento en la capa. El efecto neto está dominado por la interacción entre el polvo mineral y la radiación de onda corta, dando como resultado un calentamiento neto, con el máximo ligeramente por debajo del pico de concentración de aerosoles (Chen et al., 2010).

La sequedad de la SAL también puede desempeñar un papel en la modificación del perfil de temperatura, ya que se reduce la absorción de la radiación de onda larga por parte del vapor de agua (Wong et al., 2009). El resultado neto es un aumento de la estabilidad en esta región (Wong y Dessler, 2005, Wong et al., 2009). Debido a la persistente inversión de temperatura identificada en la parte superior de la SAL, su estructura termodinámica vertical permanece casi inalterada, lo que explica la longevidad de esta masa de aire seco, que puede viajar miles de kilómetros transportando grandes cantidades de polvo mineral sobre el Atlántico hacia el Caribe (Prospero y Carlson, 1970, Carlson y Prospero, 1972).

Los aerosoles juegan un papel importante como núcleos de condensación, afectando sustancialmente tanto a la microfísica de las nubes como a su dinámica (Sassen et al., 2003, Gong et al., 2010, Murray et al., 2012). El polvo mineral está comúnmente involucrado en la formación de nubes de cirros en fase mixta (DeMott et al., 2003, Boose et al., 2016) observadas generalmente en la formación de la SAL. Las anomalías de frío por encima de SAL se observan como resultado del fuerte ascenso vertical del aire caliente dentro de la SAL (Dunion y Marron, 2008, Wong et al., 2009, Chen et al., 2010). Los efectos radiativos también inducen un cambio en el viento horizontal en la proximidad de la SAL (Chen et al., 2010), reforzando la cizalladura del viento asociada con el fuerte gradiente de temperatura (Wong y Dessler, 2005). Además la existencia de esta capa produce generalmente un reforzamiento de la inversión de subsidencia (Chen et al., 2010).

Las investigaciones anteriores se limitan a estudios, a corto plazo, sobre las estimaciones de partículas de nucleación de polvo de hielo y sus repercusiones en la atmósfera. En esta memoria se recogen los estudios que hemos realizado, con datos de lidar y radiosondeos, durante 8 años, caracterizando la SAL y analizando su influencia

en la estructura vertical de la atmósfera, particularizando en los casos en los que se detectan dos inversiones simultáneas: MBL y TWI, por debajo de 750 hPa.

## 1.3 Objetivos y estructura de la Tesis

La baja atmósfera de la región subtropical presenta, entre sus características más destacadas, la coexistencia de numerosas capas de estabilidad de orígenes diferentes. De especial interés para muchos estudios atmosféricos, y también desde un punto de vista operacional, es determinar e identificar inequívocamente el tipo de inversión que se encuentra en los sondeos verticales. Existen diversos estudios que remarcan la importancia de las capas de inversión en áreas tales como la formación y el transporte de ozono troposférico (Cuevas, 1995, Rodríguez et al, 2004), el transporte de contaminantes (Guerra et al, 2004.), el transporte de masas de aire en general (Cuevas, 1995, Bustos et al., 1998, Viana et al., 2002) o los impactos de las masas de aire africano en la capa límite subtropical marina (Alonso-Pérez et al., 2007). Los estudios citados se basan en el análisis de casos o campañas de campo a corto plazo, no existiendo ningún estudio hasta el presente que haga uso de una serie estadística significativa para analizar la estructura vertical de la atmósfera subtropical y su modificación bajo determinados episodios que modifican la meteorología de la región.

El presente estudio, haciendo uso de series temporales muy largas (en algunos casos de más de 30 años) y analizando datos de estaciones de radiosondeos de diferentes localizaciones sobre el Atlántico Norte subtropical (Islas Canarias, Madeira y Azores) tiene como objetivo lograr una mejor comprensión de la estructura vertical de la troposfera sobre la zona subtropical del Atlántico Norte. Para ello se han analizado las inversiones de niveles bajos, proponiendo métodos para identificar y diferenciar la TWI de la inversión asociada a la cima de la MBL.

En escenarios con intrusión de polvo mineral, se analiza su impacto en la estructura vertical de la atmósfera, trabajando con datos de dos estaciones, una representativa de la MBL y otra de la troposfera libre, aprovechando la especial topografía de la isla de Tenerife (Canarias). El impacto de las intrusiones de aire sahariano se estudiará en casos de gran estratificación vertical, es decir, sondeos con dos capas atmosféricas estables, la inversión MBL y la TWI, por debajo del nivel de 750 hPa.

La tesis está estructurada de la siguiente manera: en el primer capítulo se realiza una introducción sobre la estructura vertical de la atmósfera y se describe el clima en el área de estudio: zona subtropical del Atlántico Norte. Los datos, métodos y técnicas de análisis se detallan en el segundo capítulo. En el capítulo 3 se describen los resultados y discusión, y las conclusiones se detallan en el cuarto capítulo.

Los contenidos de esta tesis están basados en las siguientes publicaciones y comunicaciones a congresos:

- Guerra, J. C., **Carrillo, J.**, Rodríguez, J., Arencibia, M. T., & Cuevas, E. (2007, October). Thermodynamic structure of the lower subtropical troposphere over the Canary Islands. In Proceedings of the 7th Annual Meeting of the European Meteorological Society, El Escorial, Madrid, Spain (Vol. 15).
- **Carrillo, J.**, Guerra, J. C., and Cuevas, E. Study of vertical distribution of temperature anomalies in the subtropical troposphere over Canary Islands, Geophysical Research Abstracts Vol. 13, EGU2011-9107, 2011, EGU General Assembly 2011.
- **Carrillo, J.**, J. C. Guerra, E. Cuevas, J. Barrancos, Characterization of the Marine Boundary Layer and the Trade-Wind Inversion over the Sub-tropical North Atlantic, Boundary-Layer Meteorology, 1-20, doi:10.1007/s10546-015-0081-1, 2016.
- Barreto, A., E. Cuevas, **J. Carrillo**, A. Berjón, C. Guirado, Y. Hernández, J. C. Guerra, and M. Yela. 8-years of vertical characterization of the Saharan Air Layer by lidar and radiosonde measurements at a North Atlantic subtropical site (*en preparación*).



## 2. METODOLOGÍA

---

*“El ordenador (o mejor, su software) fue lo suficientemente inteligente para reconocer que se le estaba pidiendo que realizara más tareas de las que debía. Entonces lanzó una alarma, que quería significar para el astronauta: ‘Estoy saturado con más tareas de las que debería estar haciendo en este momento y me voy a ocupar sólo de las más importantes, es decir, las necesarias para aterrizar’. (...) La acción del software, en este caso, fue la de eliminar tareas de prioridad baja y reestablecer las más importantes. (...) Si el ordenador no hubiera reconocido este problema y llevado a cabo la acción de recuperación, dudo que el Apolo 11 hubiera logrado su aterrizaje exitoso en la Luna”.*

*Margaret Hamilton*

El estudio vertical de la atmósfera y su modificación bajo determinados episodios atmosféricos, relevantes para la meteorología y climatología de la región subtropical macaronésica, resumidos en la presente memoria, se basaron en el análisis estadístico de datos de radiosondeos, información obtenida mediante técnicas lidar y datos de reanálisis de NOAA-NCEP.

En este capítulo se analizarán las características principales de las estaciones que proporcionan los datos observacionales y de reanálisis, detallando algunas de las técnicas utilizadas para la adquisición de los mismos, así como los tratamientos previos tales como el estudio de inhomogeneidades de algunas de las series y los métodos de obtención de determinados parámetros de análisis.

## **2.1 Región de estudio y emplazamiento de estaciones**

Los archipiélagos de Canarias, Madeira y Azores (véase la ubicación de las islas en la Fig. 2.1), junto con Cabo Verde y las Islas Salvajes, forman el grupo denominado región Macaronésica, en el Océano Atlántico, entre los 15° y los 40° N. Las características meteorológicas de esta región se rigen por la fuerza y la posición del Anticiclón subtropical del Atlántico Norte, consecuencia de la subsidencia generada por la rama descendente de la célula de circulación general de Hadley, por la corriente oceánica del Golfo y la Corriente fría de Canarias y por la orografía de las islas, la cual genera fuertes diferencias en la meteorología y climatología de las islas (ver Fig. 2.2 con mapas sinópticos de reanálisis de altura geopotencial y subsidencia). Cabo Verde y las Islas Salvajes no se han incluido en este estudio, al no tener estaciones de radiosondeo operativas.

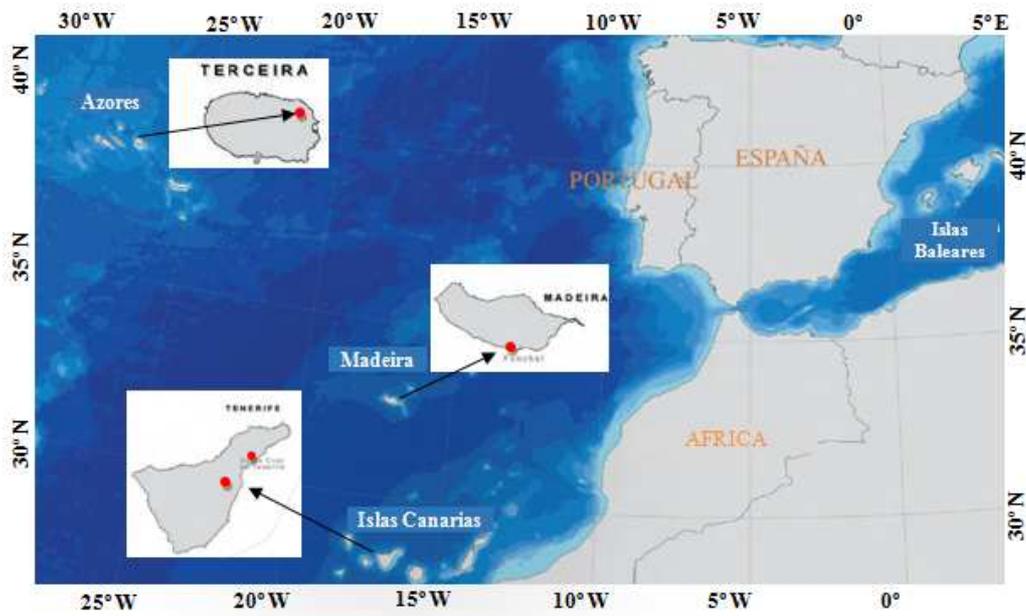


Fig. 2.1 Localización de las estaciones de medida utilizadas en esta investigación.

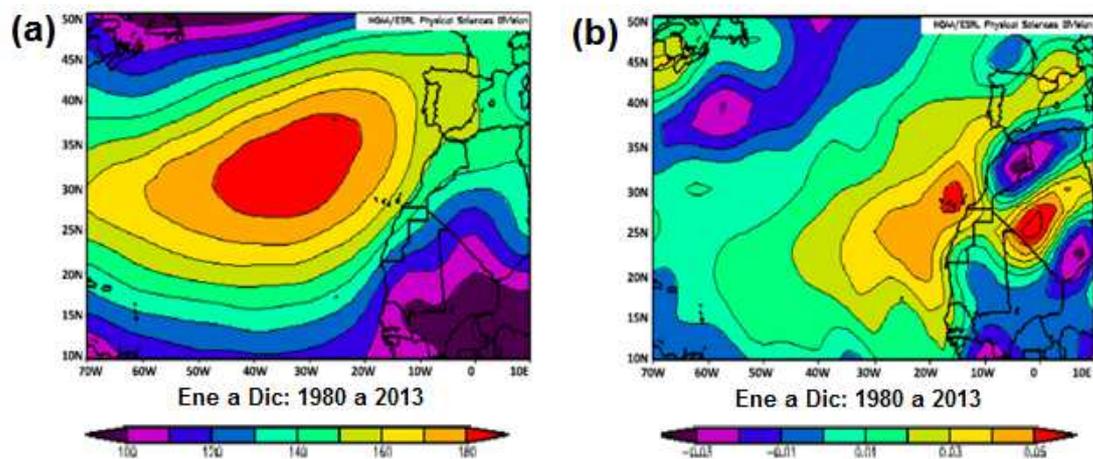


Fig. 2.2 Situaciones sinópticas de la región de estudio, con datos de reanálisis. (a) Altura geopotencial (m) correspondiente a la superficie isobárica de 1000 hPa. (b) Subsidencia en  $\text{Pa s}^{-1}$ .

La célula de circulación de Hadley se extiende desde el ecuador hasta latitudes  $\sim 30^\circ$  en ambos hemisferios. La rama ascendente de la circulación de Hadley, en las regiones ecuatoriales, cargada de humedad, provoca intensas lluvias en estas zonas, permitiendo que en su rama descendente, sobre los subtrópicos, las masas de aire estén

relativamente secas (Seidel et al., 2008). La célula de Hadley se asocia con la constancia y frecuencia del régimen de vientos alisios del noreste.

El ensanchamiento observado de los trópicos y, específicamente, de la circulación de Hadley, como consecuencia del calentamiento global, podría dar lugar a cambios en la estructura vertical térmica de la troposfera (Hu y Fu, 2007, Seidel et al., 2008).

El archipiélago canario (España) está delimitado entre 27°37' a 29°25'N y desde 18°10' a 13°20'W, situado a 95 km de África, bajo una fuerte influencia de los aerosoles procedentes del desierto del Sáhara. Consta de siete islas con una superficie total de unos 7447 km<sup>2</sup>, a 940 km de la Península Ibérica. A pesar de su proximidad al continente africano (Martín et al., 2012, Mestre-Barcel et al. 2012), el clima de las Islas Canarias, y específicamente Tenerife (la isla mayor y más alta del archipiélago canario), es diferente al esperado por su latitud, debido a la fuerte influencia de los vientos alisios relativamente húmedos del noreste. Para estos vientos alisios, la elevación orográfica origina que las masas de aire asciendan a medida que se encuentran con un terreno más elevado, enfriándose y condensando en nubes orográficas (Fig. 2.3). Los vientos alisios originan un manto de nubes de estratocúmulos cuasi permanente (llamado localmente "mar de nubes"), más frecuente e intensa en verano (Tullot, 1956, Marzol, 2001). Principalmente en verano, los vientos alisios son perturbados, de manera intensa, por las emisiones de polvo procedente del Sáhara. La SAL generada se sitúa, generalmente, por encima de la TWI (Rodríguez et al., 2011, Cuevas et al. 2013).

Los eventos de precipitación en Canarias solo se producen cuando las perturbaciones logran romper la capa de inversión, siendo el relieve el principal factor que afecta a la distribución de las precipitaciones locales (García Herrera et al., 2001). En general, estas islas son más húmedas de lo habitual en estas latitudes (el desierto del Sahara), debido al efecto combinado de las corrientes oceánicas, los vientos alisios y la orografía, además del aporte extra de humedad por parte de la capa de estratocúmulos (García Herrera et al., 2001).

Madeira es un archipiélago que se encuentra entre 32°22'N 16°16'W y 33°08'N 17°17'W; 400 kilómetros al norte de Tenerife (Islas Canarias). Las Azores son un grupo

de nueve islas portuguesas, situadas en medio del Océano Atlántico, entre 36°56' y 39°44'N y 31°16' a 25°01'W, a una distancia aproximada de 1500 km al oeste de Portugal. Madeira y Azores también están influenciadas por la Corriente del Golfo, que afecta a toda la troposfera subtropical (Minobe et al., 2008), manteniendo el agua del mar a una temperatura media entre 16° y 26°C, lo que suaviza el clima favoreciendo temperaturas suaves y agradables. El clima en el archipiélago de Madeira está influenciado, en gran medida, por la rama oriental del Anticiclón de las Azores, especialmente entre la primavera y el otoño. Durante el invierno, los sistemas de baja presión del Atlántico favorecen condiciones atmosféricas inestables y lluvias (Santos et al., 2004).

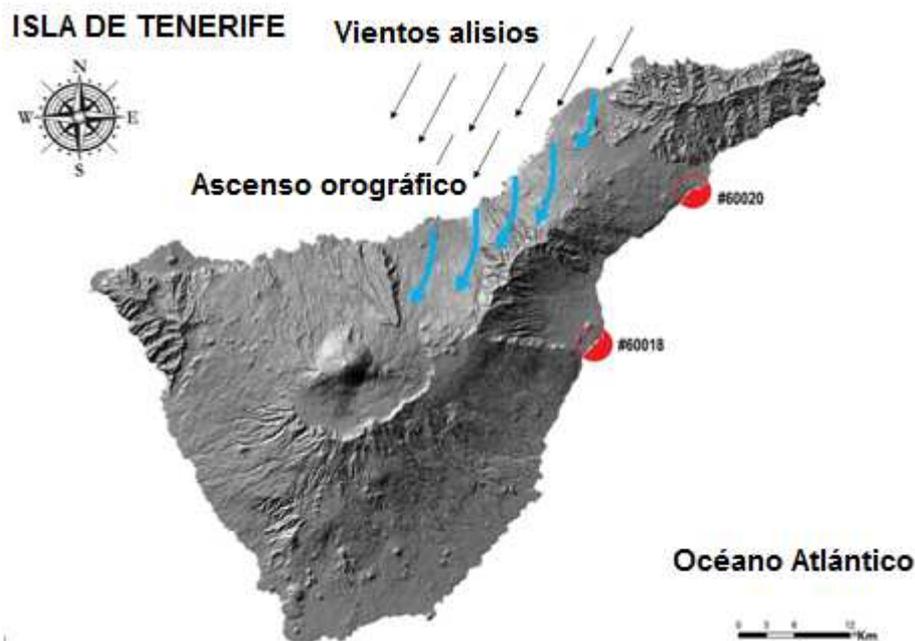


Fig. 2.3 Mapa topográfico de la isla de Tenerife, destacando la ubicación de las estaciones: (#60020) Santa Cruz de Tenerife y (# 60018) Güimar, desde donde se han lanzado los globos de radiosondeo. Se muestra el predominio de los vientos alisios y el ascenso orográfico debido a las montañas de la isla.

Las tormentas del Atlántico Norte atraviesan la región de Azores con frecuencia, durante la mayor parte del año (septiembre a marzo), mientras que a finales de

primavera y verano, el clima de este archipiélago está influenciado por el Anticiclón de las Azores (Santos et al., 2004). Una descripción detallada de las principales características de los tres archipiélagos se encuentra en el atlas climático de Mestre-Barceló et al. (2012).

## 2.2 Radiosondeos, lidar y datos de reanálisis

Una radiosonda es un dispositivo que se eleva con la ayuda de globos meteorológicos y que permite medir parámetros atmosféricos durante su ascenso y transmitirlos por radio a equipos informáticos que almacenan las variables en tiempo real, a una frecuencia reservada de 403 MHz. El globo, lleno de helio o hidrógeno, eleva la radiosonda a través de la atmósfera alcanzando una altura aproximada de 30.000 metros antes de estallar, debido a las bajas presiones del aire externo en esa altitud. Las variables más importantes medidas por las radiosondas actuales son: presión, altura, temperatura, humedad, velocidad y dirección del viento, de las que se extraen los siguientes parámetros: temperatura del punto de rocío, razón de mezcla, y temperatura potencial, temperatura potencial equivalente y temperatura potencial virtual.

Para nuestro estudio, las medidas de temperatura, presión y humedad se realizaron con radiosondas Vaisala RS80 hasta el año 2002, y con Vaisala RS92 después. La velocidad y dirección del viento se midieron con un sistema basado en Loran-C, que ofrece una precisión de aproximadamente  $1 \text{ m s}^{-1}$  (Jaatinen y Kajosaari, 2000), hasta septiembre de 1997. En ese momento, las estaciones Omega cesaron sus operaciones en todo el mundo y fueron reemplazadas por GPS más precisos, que ofrecen una resolución de  $0.1 \text{ m s}^{-1}$  (Jaatinen y Kajosaari, 2000). Las desviaciones estándar, al comparar medidas directas de velocidades del viento realizadas por Loran-C y GPS, están dentro del rango del error aleatorio esperado para ambos instrumentos; no se observó ninguna diferencia sistemática significativa en los sistemas de medida del viento (Poon et al., 2000). Dado que la velocidad de ascenso típica del globo de la radiosonda es de  $5 \text{ m s}^{-1}$ , la resolución vertical promedio para datos brutos es de 30 m para la temperatura y la humedad relativa, y 150 m para las mediciones del viento; siendo lo suficientemente buenas para nuestros propósitos.

Nuestra región de estudio, el Atlántico Norte subtropical, está cubierta por tres estaciones de radiosondeo: Canarias, Madeira y Azores, cuya localización y número de sondeos utilizados se muestran en la Tabla 2.1. Los datos de radiosondeos utilizados para realizar este estudio han sido proporcionados por la Universidad de Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>) y completados con la base de datos del Instituto Meteorológico de Izaña, cubriendo un periodo de más de 30 años para cada una de las estaciones. Los sondeos tienen una resolución temporal de 12 horas (a las 00 y 12UTC).

Tabla 2.1 Estaciones operacionales de radiosondeo utilizadas en este estudio.

Station	Latitud (N)	Longitud (W)	Altitud (m)	Datos	Nº sondeos analizados
08508: Lajes (Azores)	38° 44'	27° 04'	113	1989-2013	10481
08522: Funchal (Madeira)	32° 38'	16° 54'	56	1980-2013	11866
020: Santa Cruz (Canary I.)	28° 27'	16° 15'	36	1982-2002	13613
50018: Güimar (Canary I.)	28° 19'	16° 23'	111	2003-2013	7302

Los instrumentos activos como los lidar representan la técnica más eficiente para la identificación y caracterización de la distribución vertical de los aerosoles atmosféricos (Barreto et al., 2017). El Lidar Micropulso (MPL, “Micro Pulse LiDAR” de sus siglas en inglés) es un instrumento robusto que contiene un sistema láser que emite luz a 523 nm. Tiene una elevada frecuencia de repetición de impulsos de 2500 Hz y utiliza un telescopio Cassegrain para la recepción de la luz retrodispersada (Spinhirne et al. 1995, Campbell et al., 2002). La resolución es de 75 m, siendo capaz de detectar información a distancias de hasta 60 km. El MPL es un instrumento autónomo, operativo en modo continuo a tiempo completo, desarrollado para obtener secciones transversales de dispersión de nubes y espesor óptico, altura de la capa límite planetaria, extinción de aerosoles y espesor óptico (Campbell et al., 2002). A la señal resultante extraída de los datos brutos del MPL se le aplica un proceso de corrección: fondo, tiempo muerto, pulso posterior y solapamiento (Welton y Campbell, 2002). Además, los

perfiles corregidos son promediados por hora para aumentar el ratio señal-ruido. Nuestro sistema lidar, con la versión MPL estándar 3 (MPL-3), está instalado en la estación de Santa Cruz de Tenerife, Islas Canarias; alcanza una superposición completa en 5 km. Welton y Campbell (2002) estiman una incertidumbre relativa en la corrección de superposición entre el 5% y el 10%, más importante en las capas atmosféricas más bajas. Debido a estas grandes incertidumbres, se ignora la información inferior a 300 m. El análisis cuantitativo de los datos de lidar implica el conocimiento de la relación entre la retrodispersión de aerosol ( $\beta$ ) y los coeficientes de extinción ( $\alpha$ ); la relación extinción-retrodispersión: relación lidar =  $\alpha / \beta = LR$  (Fernald, 1984, Klett, 1985, Sasano et al., 1985).

Los valores medios mensuales de presión superficial, temperatura superficial del mar (SST) y velocidad vertical se obtienen a partir de la base de datos de reanálisis de la NOAA-NCEP (<http://www.esrl.Noaa.gov/psd/cgi-bin/data/timeseries/timeseries1.pl>). Estos datos utilizan un esquema único de análisis a lo largo de todo el proceso y se actualizan continuamente (1948-presente) incorporando observaciones y predicción numérica del tiempo. Los datos de reanálisis tienen dos ventajas principales, pueden realizar predicciones atmosféricas futuras evolucionando los modelos desde un estado inicial y, en segundo lugar, permiten abarcar una resolución espacial, en las tres dimensiones, mucho mayor de la que cubren las estaciones observacionales. Por otro lado, los datos de análisis utilizados para las previsiones en tiempo real, sufrirán inhomogeneidades si se extienden durante un período de tiempo prolongado, debido a que los sistemas de análisis operacionales se están mejorando frecuentemente y las estaciones pueden, como en el caso de Canarias, cambiar su ubicación física. Un proyecto de reanálisis involucra el reprocesamiento de datos observacionales que abarcan un período histórico extendido, utilizando un sistema de análisis moderno y consistente, para producir un conjunto de datos que pueda utilizarse para estudios meteorológicos y climatológicos.

## 2.2 Estudio de inhomogeneidades

En octubre de 2002, la estación de Santa Cruz (# 60020), situada en Tenerife, fue trasladada a su nueva ubicación, en el municipio de Güimar (estación # 60018) (FIG. 2.4). Ambas estaciones están cercanas entre sí, aproximadamente a 21 km de distancia (Tabla 2.1). Para evaluar si los conjuntos de datos de Santa Cruz y Güimar pueden tratarse como un único conjunto de datos, se utilizó un análisis no paramétrico. Los test de Kolmogórov-Smirnov (Press et al., 1992, Priestly, 1994) y Mann-Whitney (Mann y Whitney, 1947) se usan comúnmente para detectar inhomogeneidades. Una ventaja de los test Kolmogórov-Smirnov y Mann-Whitney es que no se realiza ninguna suposición respecto a la distribución de datos. La hipótesis nula es que los dos conjuntos de datos son de la misma distribución, mientras que la alternativa es que son de diferentes distribuciones continuas. Con el fin de estudiar las posibles inhomogeneidades en la temperatura causadas por la relocalización de la estación de radiosonda de Santa Cruz a Güimar, se trabajó con datos correspondientes a cinco años antes y después del cambio de ubicación. Las comparaciones estadísticas de la temperatura en tres niveles de presión significativos se resumen en la Tabla 2.2.

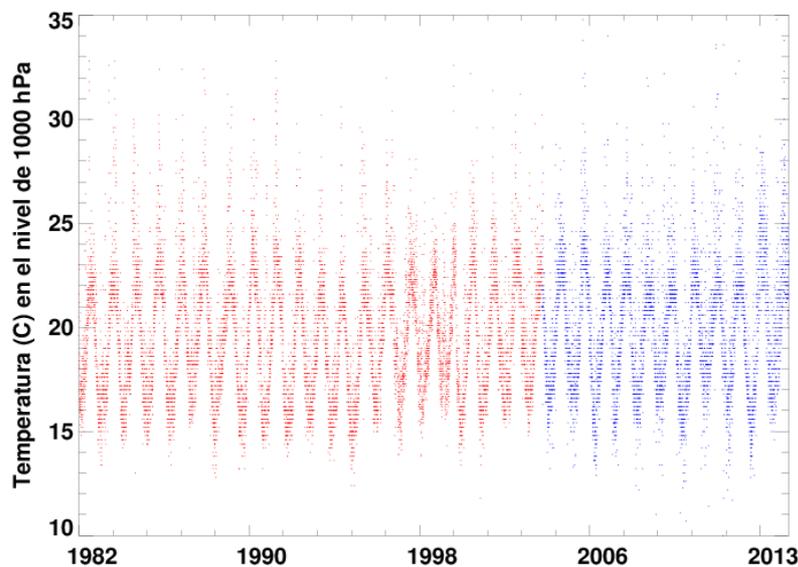


Fig. 2.4 Evolución de la temperatura, durante el período utilizado para caracterizar las inversiones MBL y TWI, a 1000 hPa. Se refleja el cambio de ubicación de la estación de Islas Canarias desde Santa Cruz (rojo) a Güimar (azul), en el año 2002.

Tabla 2.2. Comparación estadística de temperatura, en tres niveles de presión, entre las series de Santa Cruz (1997-2001) y Güimar (2003-2007); test no paramétricos Kolmogorov–Smirnov y Mann-Whitney.

	Mediana de la temperatura (K)		Varianza de temperatura (K <sup>2</sup> )		Kolmogórov-Smirnov. Probabilidad ( <i>P</i> ) of homogeneidad.	Mann-Whitney U-Test Probabilidad.
	Santa Cruz	Güimar	Santa Cruz	Güimar		
1000 hPa	19.5	19.8	7.9	9.2	1.2x10 <sup>-5</sup>	0.017
850 hPa	13.1	13.6	36.5	33.2	0.030	0.064
700 hPa	6.1	6.8	21.3	19.2	4.9x10 <sup>-5</sup>	0.004

La variación de temperatura es muy elevada a 850 hPa, tomando valores de 36 y 33°C antes y después del punto de ruptura, respectivamente, originando una diferencia de 3.3°C entre las dos ubicaciones de lanzamiento de la radiosonda. El alto valor de la varianza en el nivel de 850 hPa de presión es, probablemente, debido a la fuerte variación estacional de la altitud de la capa de inversión. La mediana, sin embargo, tiene un valor similar, 13 y 14°C, antes y después del punto de ruptura, respectivamente, a este nivel. Cuando se calcula la inhomogeneidad en temperatura, los valores de probabilidad son inferiores a 0.05, en los tres niveles de presión. Valores por debajo de 0.05 en las pruebas de Kolmogórov-Smirnov y Mann-Whitney indican que las series son estadísticamente diferentes. Por lo tanto, rechazamos la hipótesis de que la temperatura tiene la misma media de distribución en las dos series. Se tratarán, por lo tanto, ambos conjuntos de datos (Santa Cruz y Güimar) por separado en la caracterización de las inversiones MBL y TWI. Este resultado es esperable por la imponente orografía de Tenerife. La estación de Güimar está afectada por la prominente zona central de la isla, que tiene una altura máxima de 2000 m, lo que interrumpe el flujo de aire sinóptico y afecta a la estructura vertical de la troposfera por debajo de este nivel.

## 2.3 Análisis de Sondeos

Para facilitar los análisis verticales de los diferentes parámetros se trabajó con el siguiente procedimiento:

1. Completar la base de datos de sondeos de Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>) con la base de datos del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña, de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)
2. Analizar las inhomogeneidades con los test detallados en la sección anterior e interpolar linealmente los datos cada 10 hPa.
3. Los valores extremos (outliers) se han eliminado previamente en los resultados en los que se trabajó con medias. Se consideran outliers los valores extremos mayores que la mediana más tres veces el intervalo intercuartil (IQR), que mide la dispersión estadística, o menores a la mediana menos tres veces IQR (Iglewicz y Hoaglin, 1993).
4. Los gradientes de temperatura, relación de mezcla del vapor de agua y las componentes del viento (u y v) se calcularon, en cada nivel, y para cada perfil de radiosondeo, utilizando una diferencia vertical centrada. Las diferencias verticales centradas se definen como,

$$\Gamma_{ij}(z_2+z_1/2) = \frac{\Delta a_{ij}}{\Delta z_{ij}} = \frac{a_j - a_i}{z_j - z_i} \quad (1)$$

donde  $\Gamma_{ij}$  es el gradiente del parámetro "a" entre los niveles de altura  $z_i$  y  $z_j$ .

Los criterios para la identificación de la capa de inversión se basan en el análisis del ciclo anual (Johnson et al., 1995) y en el diagrama CFAD, Diagrama del contorno de frecuencia en altura, de la estabilidad  $\partial T / \partial z$  (Yuter y Houze, 1995, Schubert et al., 1995). Los datos de ciclo anual se calculan con la mediana de los valores mensuales de cada uno de los sondeos. La mediana se utiliza, en el lugar de la media, para reducir la

importancia de los valores atípicos de los sondeos, y que pueden ser errores de medida. El criterio empleado para la determinación de las capas de inversión consiste en que el gradiente de temperatura adquiera valores positivos ( $\partial T \partial z^{-1} > 0$ ). Es decir, cuando el gradiente de temperatura es positivo, consideramos que existe una capa de inversión. No se tienen en cuenta casos en los que la temperatura se mantiene constante con la altitud; a pesar de que estas capas isotermas son muy estables, no las consideramos capas de inversión.

Para los presentes propósitos, los índices de gradiente superadiabático se marcaron, en los datos de radiosondeo, para su supresión antes de utilizar los datos (Slonaker et al., 1996). Los gradientes superadiabáticos pueden ocurrir cerca del suelo, cuando se asocia con la superficie un fuerte calentamiento, y se pueden observar en perfiles de radiosondeos y otras técnicas. Sin embargo, las observaciones de capas superadiabáticas elevadas son raras (Hodge 1956) y nos hemos asegurado que no sean causadas por los instrumentos de medida. La presencia de un gradiente superadiabático en la parte superior de una capa húmeda, en los sondeos subtropicales, podría explicarse por el siguiente proceso: el sensor de temperatura se moja al pasar a través de una nube; más tarde, cuando el radiosondeo emerge de la nube, hacia el aire seco y cálido situado por encima, el sensor húmedo experimenta el enfriamiento evaporativo, lo que resulta en un falso superadiabático por encima de esta capa húmeda (Grindinger 1992, Cao et al., 2007) (ver Fig. 2.5). Generalmente, las medidas de gradiente superadiabático ocurren en un tiempo inferior a 1 min, y el sensor de temperatura se recupera rápidamente e informa de nuevo la temperaturas de forma correcta. Para la determinación de los gradientes superadiabáticos hemos considerado los siguientes criterios: gradiente de temperatura  $< -10 \text{ K km}^{-1}$  por encima de capas con una humedad relativa  $> 84\%$ ; Wang y Rossow (1995) identificaron capas de nubes como capas con una humedad relativa de al menos el 84%. Adicionalmente, se debe medir una fuerte variación en la pendiente del perfil de temperatura: una diferencia entre el gradiente por encima y por debajo de la nube  $> 3 \text{ K km}^{-1}$  (Carrillo et al., 2016). Los gradientes superadiabáticos inducen capas de inversión ficticias o inversiones reforzadas que deben eliminarse para una caracterización correcta de las inversiones. Las inversiones ficticias se originan cuando hay un gradiente superadiabático, la detección de las mismas se produce si la cima de la inversión está más fría en comparación con el punto anterior a

la base del gradiente superadiabático. En la Fig. 2.5 se ilustran sondeos con gradiente superadiabático e inversión ficticia.

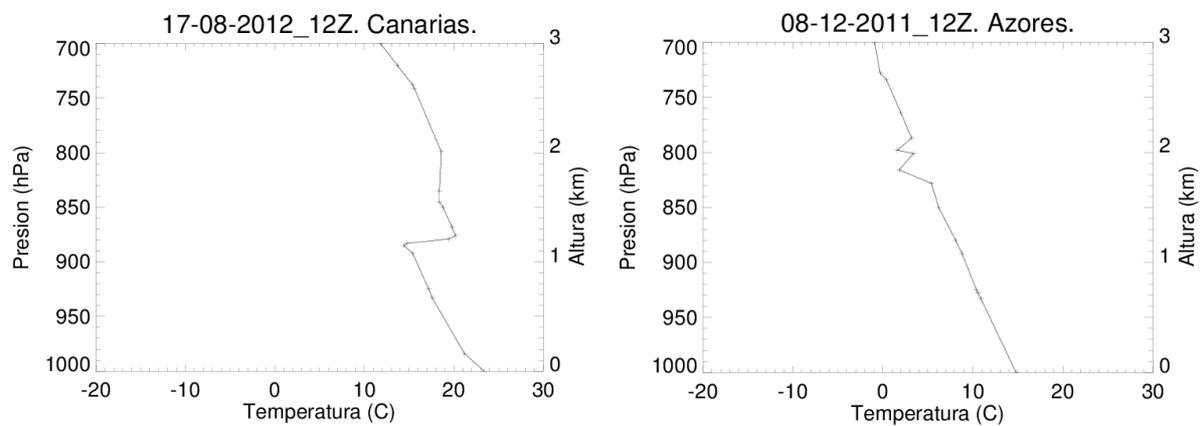


Fig. 2.5. Ejemplos de gradiente superadiabático (perfil izquierdo) e inversión ficticia (perfil derecho).

Los resultados muestran que un pequeño porcentaje ( $< 6\%$ ) de la base de datos utilizada en el estudio contiene un gradiente superadiabático no superficial y menos del 1% producen inversiones ficticias (Tabla 2.3).

Tabla 2.3. Porcentaje de gradientes superadiabáticos (%SA) e inversiones ficticias (%F).

Month	Azores		Madeira		Canary Iss (Santa Cruz)		Canary Iss (Güimar)	
	%SA	%F	%SA	%F	%SA	%F	%SA	%F
1	2.8	0.1	3.7	0.9	3.3	0.9	1.2	0.2
2	2.5	0.4	1.8	0.3	3.6	0.6	2.0	0.4
3	3.6	0.4	2.9	0.7	2.6	0.6	1.1	0.3
4	2.8	0.1	3.7	0.2	3.6	0.3	1.3	0.2
5	2.5	0.5	3.9	0.2	3.2	0.2	1.4	0.2
6	3.7	0.2	4.3	0.2	1.4	0.1	0.4	0.2
7	3.1	0.2	3.3	0.1	1.0	0.1	0.2	0.2
8	3.4	0.4	2.5	0.1	0.6	0.1	0.3	0.2
9	3.3	0.7	2.4	0.2	1.9	0.1	1.2	0.2
10	3.0	0.8	3.0	0.4	1.7	0.1	1.4	0.2
11	3.8	0.6	2.6	0.5	2.5	0.2	1.4	0.5
12	2.0	0.7	5.4	0.9	3.0	0.1	1.9	0.2
Mean	3.0	0.4	3.3	0.4	2.4	0.3	1.1	0.3

## 2.5 Escenarios definidos en la climatología de aerosoles. Modelo de dos capas

Ansmann, en 2006, expuso que es necesario cambiar el enfoque convencional de una única capa de aerosol, con un valor LR constante como entrada. En este trabajo hemos utilizado el enfoque de dos capas, en el que dos relaciones lidar de columna (LR1 y LR2) son utilizadas como entradas (Barreto et al., 2017). LR1 y LR2 se recuperan de la información de extinción óptica de aerosoles (AOD) en dos capas en la vertical, proporcionando un mejor conocimiento del LR<sub>i</sub> que en la aproximación

estándar de una sola capa. Este estudio se basa en la información vertical obtenida en la estación de Santa Cruz de Tenerife (SCO) (28.5°N; 16.2° W, situada a 52 m sobre el nivel del mar) y, como segundo nivel, la estación de Izaña (IZO), situada también en la isla de Tenerife (28.3°N, 16.5°W, a 2391 m), durante los años 2007-2014. SCO es una estación costera, afectada por los aerosoles marinos y, esporádicamente, por el polvo mineral. IZO es una estación elevada, representativa de las condiciones de la troposfera libre subtropical; esta estación se encuentra, principalmente en verano, dentro de la capa principal de transporte de polvo mineral procedente del Sáhara.

El Observatorio de Izaña pertenece al Programa de Vigilancia Atmosférica Global (VAG) establecido por la Organización Meteorológica Mundial<sup>1</sup>. Este programa tiene como principal objetivo conocer y explicar los cambios que se están produciendo actualmente en los parámetros físicos y componentes químicos atmosféricos, que juegan un papel crucial en lo que ampliamente se conoce como “cambio climático”. En el marco de este programa existen sólo dos estaciones a nivel mundial, ambas situadas en la región subtropical del hemisferio norte: Mauna-Loa e Izaña, situadas en lugares “limpios” de contaminación, en alta montaña, y con un histórico de datos suficiente, que puedan dar cuenta de la evolución de un número significativo de parámetros y componentes químicos atmosféricos. De ahí radica la enorme importancia internacional de la estación IZO (Emilio Cuevas, entrevista de la revista meteorológica RAM: <https://www.tiempo.com/ram/1332/entrevista-del-mes-6/>).

Basado en la climatología de aerosoles de Tenerife, en el artículo Barreto et al. (2017) se definen cuatro escenarios atmosféricos diferentes (Fig. 2.6):

---

<sup>1</sup> [www.wmo.ch/web/arep/gaw/gaw\\_home.html](http://www.wmo.ch/web/arep/gaw/gaw_home.html)



Fig. 2.6. Cuatro escenarios definidos en Tenerife (Islas Canarias) para estudiar la influencia de las intrusiones de polvo mineral procedente del Sáhara en la estructura térmica vertical. Se sombreadan en azul las condiciones limpias; en la capa límite marina (SCO: Santa Cruz) y en la Troposfera libre subtropical (IZO: Izaña). Las condiciones polvorrientas son sombreadas en naranja. El escenario CS muestra condiciones limpias en la MBL y troposfera libre. Los tres escenarios restantes: S1, S2 y S3 están afectados por el polvo sahariano.

- Escenario limpio (CS):

Cuando una MBL limpia está bien establecida por debajo de la atmósfera libre, también libre de intrusiones de polvo mineral. Estas condiciones son las más representativas de la primavera y el principio del otoño. Se han utilizado los siguientes umbrales en el espesor óptico de aerosoles (AOD) y en el exponente Angstrom (AE); este último parámetro describe la dependencia del espesor óptico del aerosol con la longitud de onda.

$$\begin{aligned} \text{AOD}_{\text{SCO}} < 0.15 & \quad ; \quad \text{AE}_{\text{SCO}} > 0.5 \\ \text{AOD}_{\text{IZO}} < 0.1 & \quad ; \quad \text{AE}_{\text{IZO}} > 0.6 \end{aligned}$$

Los escenarios saharianos se pueden dividir, a su vez, en tres diferentes sub-escenarios:

- S1:

Este escenario se caracteriza por una capa de polvo mineral que afecta tanto a la MBL como a los niveles superiores. En este caso tenemos una MBL y una atmósfera libre polvorrientas, con los siguientes umbrales:

$$\begin{aligned} \text{AOD}_{\text{SCO}} \geq 0.15 & \quad ; \quad \text{AE}_{\text{SCO}} \leq 0.5 \\ \text{AOD}_{\text{IZO}} \geq 0.1 & \quad ; \quad \text{AE}_{\text{IZO}} \leq 0.6 \end{aligned}$$

- S2:

Este escenario se caracteriza por una capa de polvo mineral que afecta sólo a los niveles superiores, por lo tanto las condiciones de troposfera libre seca y limpia, no se encuentra en niveles altos. En este escenario tenemos una MBL limpia y una atmósfera libre polvorienta, con los siguientes umbrales:

$$\begin{aligned} \text{AOD}_{\text{SCO/IZO}} &< 0.1 & ; \\ \text{AOD}_{\text{IZO}} &\geq 0.1 & ; \quad \text{AE}_{\text{IZO}} \leq 0.6 \end{aligned}$$

$\text{AOD}_{\text{SCO/IZO}}$  representa el AOD en la capa atmosférica entre las estaciones Santa Cruz e Izaña

- S3:

En este escenario se observa una MBL con polvo mineral, con una capa límite limpia por encima:

$$\begin{aligned} \text{AOD}_{\text{SCO/IZO}} &< 0.1 & ; \quad \text{AE}_{\text{SCO}} \leq 0.5 \\ \text{AOD}_{\text{IZO}} &< 0.1 & ; \quad \text{AE}_{\text{IZO}} > 0.6 \end{aligned}$$

Los escenarios S1 y S2 ocurren, principalmente, durante los meses de verano, mientras que el escenario S3 se observa a final de otoño e invierno, con una MBL compuesta por aerosoles marinos y polvo mineral (Guirado-Fuentes et al., 2016).

En los análisis de datos de esta tesis, en general se ha considerado troposfera baja al rango de presiones entre 1000 y 700 hPa, región donde se encuentran normalmente las inversiones MBL y TWI. Por encima de este nivel, se encuentra la inversión asociada a la SAL (excepto en el escenario S3 descrito en los párrafos anteriores).



## 3. RESULTADOS

---

*Investigar es ver lo que todo el mundo ha visto,  
y pensar lo que nadie más ha pensado.*

*Albert Szent Gyorgi*

### **3.1 Caracterización de las inversiones MBL y de subsidencia sobre el Atlántico Norte subtropical**

En esta primera parte del trabajo de investigación se aborda el estudio de la estabilidad de la baja troposfera a lo largo del flanco este del Atlántico Norte subtropical, utilizando series de sondeos meteorológicos en estaciones situadas en los archipiélagos de Canarias, Madeira y Azores. Esta es la primera vez que las inversiones de temperatura en la baja troposfera de la región macaronésica se analizan y caracterizan de manera conjunta, con un histórico de más de 30 años de datos (Carrillo et al., 2016).

La característica más notable encontrada en este estudio es la fuerte estratificación observada en la baja troposfera subtropical, con un reforzamiento de la estabilidad centrada en niveles cercanos a 900 y 800 hPa. A pesar de que, como expusimos en la introducción, algunos estudios previos catalogaban estas dos inversiones como una sola, en este capítulo se demostrará que esta doble estructura está asociada con la inversión de la parte superior de la Capa Límite Marina (MBL) y la inversión de subsidencia respectivamente. La parte superior de la MBL coincide con la base de la primera inversión de temperatura ( $\approx 900$  hPa), donde se observa un cambio brusco en la razón de mezcla de vapor de agua. Una segunda inversión de temperatura

se encuentra cerca de 800 hPa, y se caracteriza por una gran cizalladura direccional del viento, justo por encima de la capa de inversión (TWI). Las variaciones estacionales y latitudinales de la altitud de estas dos inversiones son moduladas por aire descendiendo a gran escala desde la troposfera superior, asociado con la rama descendente de la célula de Hadley. Se propone un modelo conceptual para explicar la variación estacional observada en la altitud de la inversión y el reforzamiento de la inversión de la MBL durante los meses de verano, período en el que se intensifica la subsidencia.

### **3.1.1 Estructura de la estabilidad vertical**

El análisis de los sondeos muestra un elevado porcentaje de días con presencia de inversiones térmicas, más del 75% en todas las estaciones (Tabla 3.1), aumentando dicho porcentaje en las estaciones de latitudes bajas. Las observaciones sin ninguna inversión son alrededor del 25% en Azores, el 20% En Madeira y un 16% en Santa Cruz. Sólo el 8% de los sondeos registrados en Güimar no presentan inversiones en el rango de presión analizado. El porcentaje de sondeos con una única inversión está entre el 50 y el 60%, mientras que el porcentaje de sondeos en los que se detectan dos capas de inversión simultáneas es significativo, entre el 17% (Azores) y el 33% (Güimar, Canarias).

Tabla 3.1 Número y porcentaje de sondeos en los que el número de inversiones 'NI' son cero, una, dos o más de dos, entre 1000-700 hPa, en cada estación de radiosondeo.

	NI = 0	NI = 1	NI = 2	NI > 2	Total NI>0
Azores	2573 (24.5%)	5913 (56.4%)	1761 (16.8%)	234 (2.2%)	75.4%
Madeira	2397 (20.2%)	7082 (59.7%)	2091 (17.6%)	296 (2.5%)	79.8%
Canary Iss. (Santa Cruz)	2220 (16.3%)	7722 (56.7%)	3192 (23.4%)	479 (3.5%)	83.6%
Canary Iss. (Güímar)	552 (7.6%)	3683 (50.4%)	2426 (33.2%)	641 (8.8%)	92.4%

La detección de dos inversiones es más frecuente en el verano que durante el resto del año (Fig. 3.1), principalmente en las estaciones situadas al sur. Sin embargo, en Azores no existe una variación estacional significativa. Durante estos meses se detecta, simultáneamente, una fuerte disminución de los sondeos con una única inversión. En el capítulo 3.1.5 analizaremos la capa de inversión única, que presenta parámetros similares a los de la inversión MBL. El incremento en el número de sondeos con dos inversiones, tanto en la estación de Madeira como en las dos estaciones de Canarias, podría estar relacionado con el reforzamiento de la subsidencia que se produce durante el verano (Fig. 3.4), que está relacionado directamente con la formación de la inversión TWI (apartado 1.2.1).

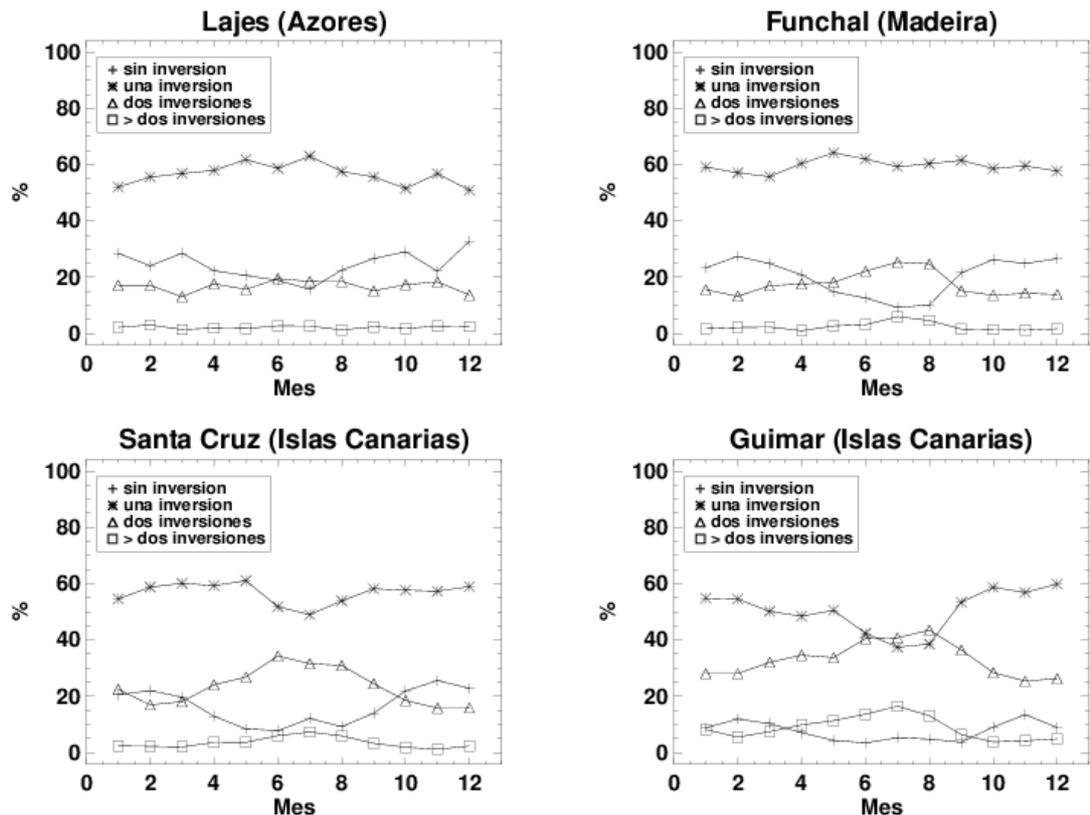


Fig. 3.1 Variación estacional de los porcentajes de sondeos con cero, una, dos o más de dos capas de inversión, en el rango de presiones entre 1000 y 700 hPa, en Islas Canarias (dos localizaciones), Madeira y Azores.

Analicemos de forma más detallada la distribución vertical de la estabilidad. Para ello vamos a hacer uso de los diagramas de contorno de frecuencia por altitud, CFA (Yuter y Houze, 1995). La ordenada del diagrama CFA es la altitud (nivel de presión) y la abscisa es el valor del parámetro cuya distribución está siendo trazada con contornos de frecuencia; el gradiente de temperatura en nuestro caso, con una resolución horizontal de  $1 \text{ K km}^{-1}$ . Los diagramas CFA, calculados para las estaciones bajo estudio, se muestran en la Fig. 3.2.

La característica más destacada que muestran estas representaciones está en las zonas de gran estabilidad que aparecen localizadas entre los 1000 y 700 hPa, con valores para el gradiente térmico vertical superiores a  $5 \text{ K km}^{-1}$ , por encima del gradiente adiabático saturado ( $\Gamma_s \approx 5 \text{ K km}^{-1}$ ), lo que garantiza zonas de estabilidad absoluta en este intervalo de presión (Stone y Carlson 1979, Schultz et al. 2000). El

---

gradiente de temperatura revela además una doble estructura (Guerra et al. 2007, Carrillo et al., 2011) dentro de la zona de alta estabilidad, con gradientes de temperatura positivos (capas de inversión) en niveles próximos a 900 y 800 hPa.

Otro aspecto importante que muestra esta representación es la marcada estacionalidad de la estabilidad (caracterizada por el gradiente de temperatura) y su dependencia latitudinal. Para identificar diferencias estacionales se llevó a cabo un agrupamiento estacional basado en estudios realizados a estas latitudes (Goudie y Middleton 2001, Cuevas et al., 2013): invierno (enero-marzo), primavera (abril-junio), verano (julio-septiembre) y otoño (octubre-diciembre). Según esta separación estacional se puede apreciar que el pico de estabilidad cercano a 800 hPa varía ligeramente a lo largo del año en todas las estaciones, con valores de gradiente de temperatura, correspondientes al contorno del 1.1%, entre  $\approx 5$  y  $7 \text{ K km}^{-1}$ . Sin embargo, el pico de estabilidad a 900 hPa muestra una elevada variabilidad a lo largo del año, que es más intensa en estaciones de baja latitud. En Canarias, durante los meses de verano, el fortalecimiento de la estabilidad a 900 hPa es tan acusado que quizá enmascara la doble estructura comentada (Fig. 3.2, k, o) que parece desaparecer en esta época del año en estas estaciones.

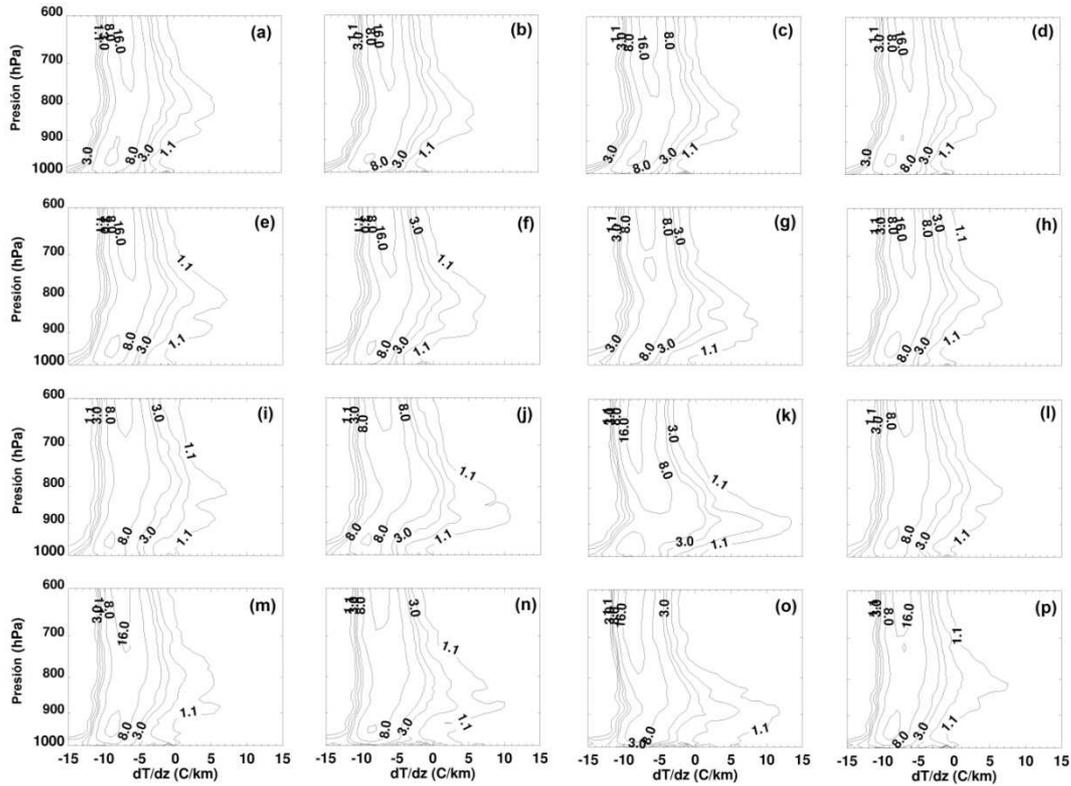


Fig. 3.2 Diagrama de contorno de frecuencia por altitud (diagrama CFA) de la estabilidad ( $dt dz^{-1}$ ), dividida en cuatro intervalos: ene-feb-mar (a, e, i, m), abr-may-jun (b, f, j, n), jul-ago-sep (c, g, k, o) y oct-nov-dic (d, h, l, p), en Azores (a-d), Madeira (e-h) e Islas Canarias: Santa Cruz (i-l) y Güimar (m-p). Las isóneas representan la frecuencia (%) de las observaciones, a un nivel determinado, en las que se detectan estabilidades en intervalos de  $1 K km^{-1}$ .

Analicemos en más detalle esta doble estructura y sus variaciones estacionales.

### 3.1.2. Análisis de la doble estructura de la inversión

Algunos estudios que han encontrado una estructura doble similar en los análisis de sondeos de zonas subtropicales, sugieren que la primera inversión ( $\approx 900$  hPa) se sitúa en la parte superior de la capa de mezcla, mientras que la segunda ( $\approx 800$  hPa) estaría asociada con la inversión generada por la subsidencia (Johnson et al., 1995, Rouault et al., 1999, Von Engel et al., 2005, Alappattu y Kunhikrishnan, 2010). Sin embargo ninguno de estos estudios las han caracterizado en función de variables meteorológicas que puedan estar relacionadas con las mismas. En este trabajo la estructura de doble inversión se intenta explicar en términos de parámetros que diferencian las capas de inversión producidas en la parte superior de la capa de mezcla de las causadas por la subsidencia.

Para ello hemos representado las variaciones verticales de parámetros tales como el gradiente de temperatura, gradiente de razón de mezcla y componentes del viento zonal y meridional, ya que dichos parámetros deben presentar variaciones en las zonas donde se localizan estas inversiones de temperatura (FIG.3.3). El gradiente de temperatura muestra las zonas de estabilidad y la presencia de inversiones cuando adquiere valores positivos. El parámetro de humedad es de gran relevancia en este análisis, ya que de acuerdo con el enfoque utilizado por Von Engel et al. (2005) para la determinación de la parte superior de la capa límite planetaria subtropical y con los criterios utilizados por modelos de reanálisis (por ejemplo, el Centro Europeo de Pronósticos de Mediano Rango - ECMWF), se determina la parte superior de la capa límite como el nivel con la máxima caída de humedad, siempre que la temperatura sea superior a  $0$  °C. Por otro lado, experimentos realizados desde hace algunas décadas han mostrado que en la troposfera subtropical, sobre las franjas de los vientos alisios, la estructura vertical del viento presenta cambios en sus componentes por encima y por debajo de la inversión (Augstein et al., 1973, Albrecht et al., 1995).

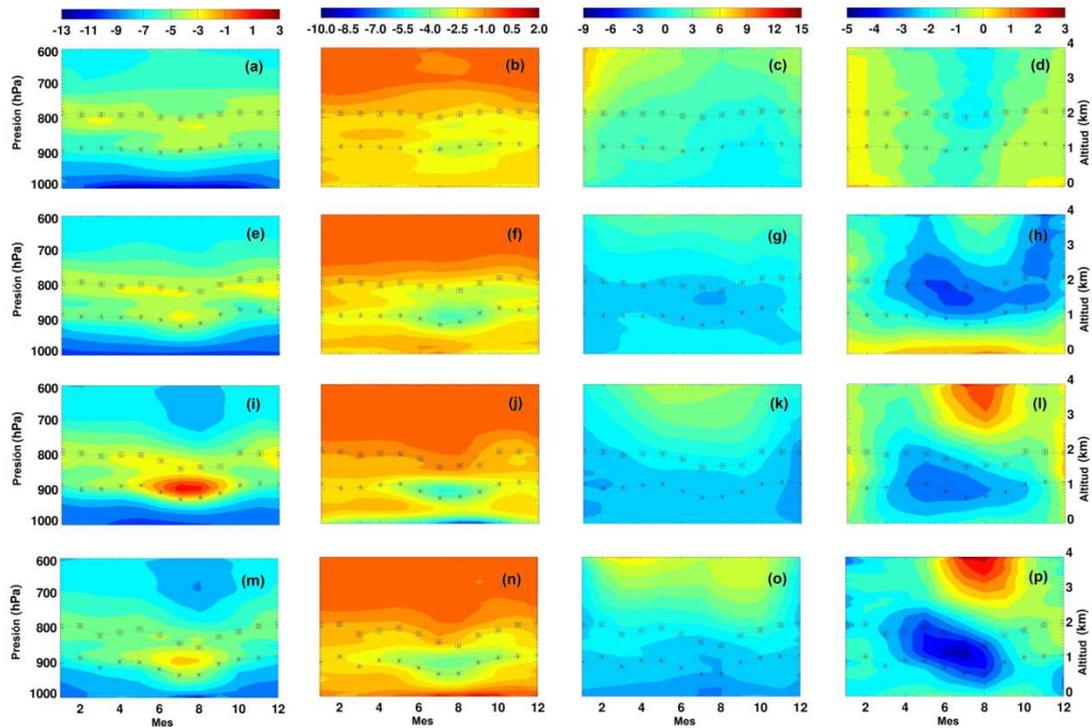


Fig.3.3 Ciclo anual del gradiente de temperatura ( $\text{K km}^{-1}$ ), primera columna; gradiente de la razón de mezcla  $dr dz^{-1}$  ( $\text{g kg}^{-1} \text{km}^{-1}$ ), segunda columna; y componentes del viento zonal y meridional ( $\text{m s}^{-1}$ ), tercera y cuarta columnas, respectivamente. Todas las figuras han sido calculadas usando solamente datos de sondeos con dos inversiones simultáneas identificadas en el rango entre 1000 y 700 hPa, en Azores (a–d), Madeira (e–h) e Islas Canarias: Santa Cruz (i–l) y Güimar (m–p). Las *líneas de puntos* indican la altitud promedio de la base de la primera (\*) y segunda (□) inversión. Las *barras de error* representan el error estándar.

Sobre las variaciones verticales de estos parámetros hemos representado la altitud media de la base de las primera y segunda capas de inversión (líneas de puntos), considerando sólo sondeos con dos capas de inversión simultáneas.

Como podemos ver, en promedio, las bases de las dos inversiones están situadas cerca de los niveles de 900 y 800 hPa, decreciendo sus altitudes durante los meses de verano, principalmente en las estaciones a latitudes inferiores (Islas Canarias y Madeira). Por debajo de la primera inversión, los valores del gradiente de temperatura son inferiores a  $-5 \text{ K km}^{-1}$ , indicando una capa húmeda bien mezclada, pero no saturada (FIG.3.3, primera columna). En la segunda columna de la FIG.3.3, se observa además, que principalmente durante los meses de verano, en la cuatro estaciones, la parte superior de

la capa de mezcla coincide con la mayor disminución de la humedad con la altitud y se sitúa, aproximadamente, en el nivel de la primera capa de inversión,  $\approx 900$  hPa. Estos resultados confirman que la primera inversión estaría asociada con la parte superior de la Capa Límite Marina, a tenor de que las variaciones de humedad determinan el límite superior de dicha capa, según hemos mencionado.

La componente  $u$  del viento cambia bruscamente su magnitud por encima de la segunda inversión (FIG.3.3, tercera columna), excepto en Azores. Esta inversión está ligada a la cizalladura de la dirección del viento, con un gran gradiente de la componente  $u$  justo arriba, principalmente durante el verano en Canarias y Madeira. La identificación de la segunda inversión de temperatura con la TWI explica el hallazgo de un mayor porcentaje de sondeos con dos capas de inversión durante los meses de verano (Fig. 3.1), ya que, como veremos posteriormente, en verano se produce un aumento de la subsidencia asociada a la formación de la TWI.

### **3.1.3. Variación estacional de la doble inversión. Modelo conceptual.**

La variación estacional mostrada en los diagramas CFA (Fig. 3.2) para algunas de las estaciones estudiadas, también se refleja en la representación de la FIG.3.3, poniéndose de manifiesto, en ambas, las diferencias existentes con respecto a la latitud donde se localiza la estación. Esta variación anual se manifiesta fundamentalmente en un reforzamiento de la estabilidad durante los meses de verano y una disminución de la altura a la que se produce el máximo. Este hecho se aprecia claramente en la variación anual de las alturas de las bases de ambas inversiones y en el aumento del valor del gradiente vertical de temperatura. Estas variaciones son muy marcadas en las estaciones de Canarias, donde estudios previos habían mostrado resultado similares (Tullot 1956, Dorta 1994, Cuevas 1995, Rodríguez 1999) mientras que no se observa variación significativa en las Azores. La teoría convencional sugiere que la variación en la altitud de las inversiones térmicas depende de parámetros tales como la temperatura superficial del mar (SST), la divergencia, los cambios en la temperatura y la humedad por encima

de la inversión, la advección horizontal, la subsidencia, etc. (Schubert et al. 1995), por lo que a continuación analizaremos las variaciones estacionales de algunos de estos parámetros que puedan explicar las variaciones anuales observadas y las diferencias latitudinales.

En la Fig. 3.4 se han representado las variaciones anuales de parámetros de estabilidad, temperatura superficial del mar (SST) y subsidencia (velocidad vertical) para los tres archipiélagos. Durante los meses de verano se detecta un reforzamiento del flujo descendente, lo que implica una velocidad vertical de presión positiva ( $\text{Pa s}^{-1}$ ), fundamentalmente en las estaciones de Canarias y Madeira, siendo casi despreciable esta variación en las Azores. Esta intensificación de la estabilidad, durante los meses de verano, también se refleja en otros parámetros tales como la “*estabilidad de la baja troposfera*” (Klein 1997, Wood y Bretherton 2006) definida como la diferencia entre la temperatura potencial a 700 y 1000 hPa (Fig. 3.4, izda), más marcada también en las estaciones de latitudes más bajas.

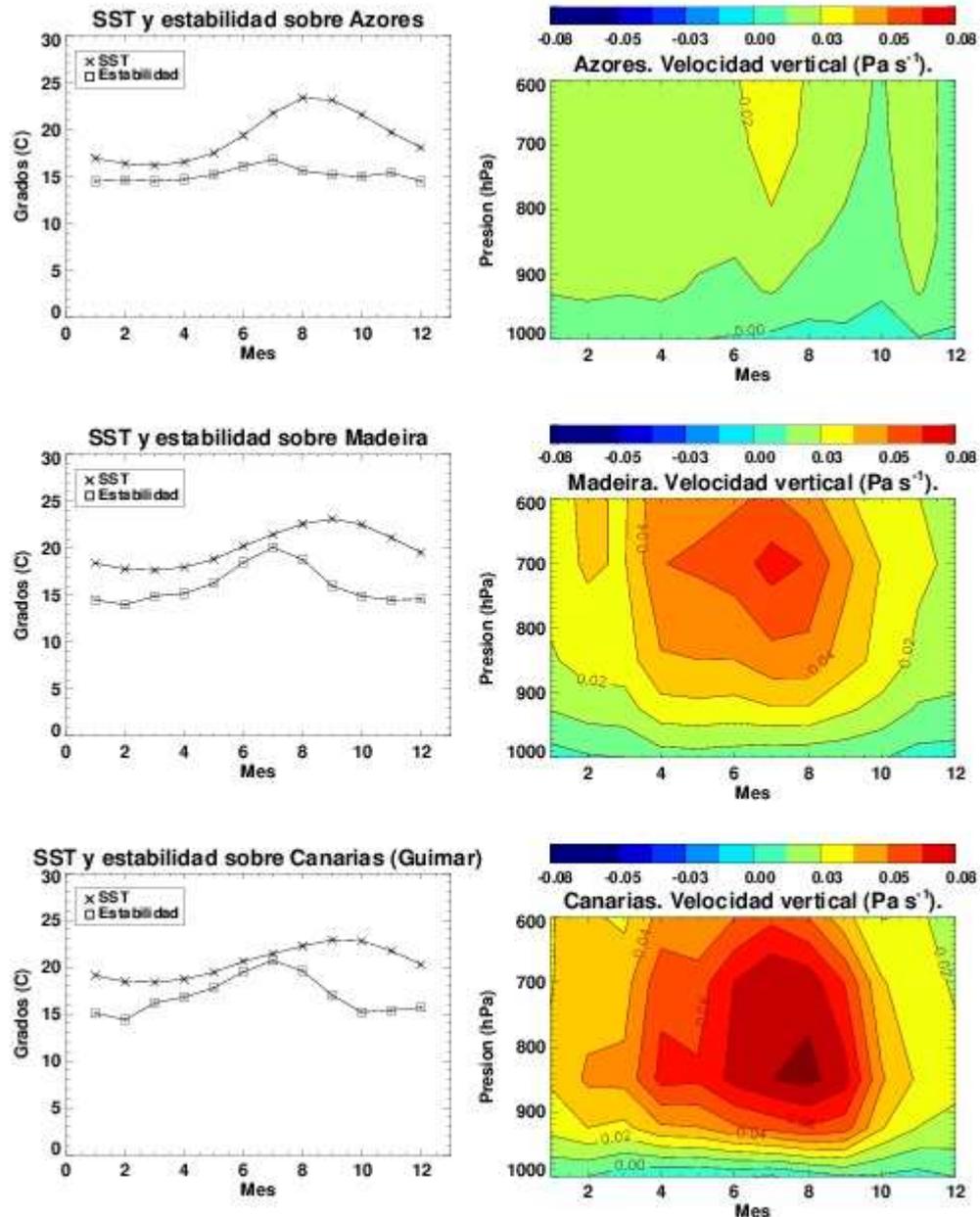


Fig. 3.4. (Izquierda) Variación anual de la SST ( $^{\circ}\text{C}$ ) y la estabilidad ( $^{\circ}\text{C}$ ). Los datos fueron promediados en Canarias, para calcular el parámetro SST, desde  $27.6$  a  $29.5^{\circ}\text{N}$  y  $13.1$  a  $16.9^{\circ}\text{E}$ , en Madeira desde  $29.5$  a  $35.2^{\circ}\text{N}$  y  $15$  a  $16.9^{\circ}\text{E}$  y, en Azores, desde  $35.2$  a  $41.0^{\circ}\text{N}$  y  $22.5$  hasta  $30.0^{\circ}\text{E}$ . Las barras de error representan el error estándar. (Derecha) Ciclo anual de la velocidad vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ) calculado con la base de datos de reanálisis del NCEP. En reanálisis, los valores para las Islas Canarias han sido tomados entre  $27.5$  a  $30.0^{\circ}\text{N}$  y  $12.5$  a  $17.5^{\circ}\text{E}$ , en Madeira desde  $30.0$  a  $35.0^{\circ}\text{N}$  y  $15$  a  $17.5^{\circ}\text{E}$  y, en Azores, desde  $35.0$  a  $40.0^{\circ}\text{N}$  y  $22.5$  a  $30^{\circ}\text{E}$ ; datos promediados por estación en el rango temporal analizado en este estudio (Tabla 2.1).

Sin embargo, en nuestra región de estudio, es muy probable que la influencia de la SST sea completamente enmascarada por el mayor impacto ejercido por la subsidencia. Como se puede apreciar, las variaciones anuales de la SST son muy similares en las tres estaciones, siendo muy marcada en Azores donde no se aprecian variaciones anuales en las capas de inversión (Fig.3.5).

A tenor de estos resultados podemos concluir que en la región de estudio las variaciones anuales observadas en las alturas y fortalezas de las inversiones de la MBL y TWI deben ser moduladas fundamentalmente por la subsidencia asociada con circulación de la célula de Hadley, la cual afecta a ambas inversiones de forma simultánea independientemente de su origen. Con el fin de ver si la subsidencia, por si misma, podría explicar la menor altura de las inversiones y el reforzamiento de estas, proponemos un modelo conceptual muy simple para explicar el reforzamiento de las inversiones y las variaciones en altura de ambas (Fig. 3.6). En este modelo se muestra cómo una estructura vertical, con dos inversiones de temperatura, con las características de las inversiones de la MBL y de la TWI, se modifica bajo la influencia de la subsidencia. En condiciones de fuerte subsidencia, las capas son empujadas hacia abajo como un todo y comprimidas, resultando en un acercamiento en altura de ambas inversiones. Este descenso implicará, además, un calentamiento diferencial de las capas en función del grado de humedad de las mismas, ya que en unos casos el calentamiento será adiabático seco (húmedo) y en otros será adiabático saturado. La primera inversión, con las características de la MBL, tendrá una base húmeda, generalmente coincidiendo con la formación de un manto de estratocúmulos, y una cima seca. En estas condiciones, la cima de esta primera inversión descenderá a lo largo de la adiabática seca, mientras que la base de la inversión, próxima a la saturación, desciende a lo largo de la adiabática saturada. Las diferentes pendientes de ambas adiabáticas dan como resultado un reforzamiento de la primera capa de inversión, como se muestra en la Fig. 3.6. La segunda inversión, si no existen diferencias significativas de humedad entre la base y la cima, previsiblemente descenderá en altura pero no se reforzará.

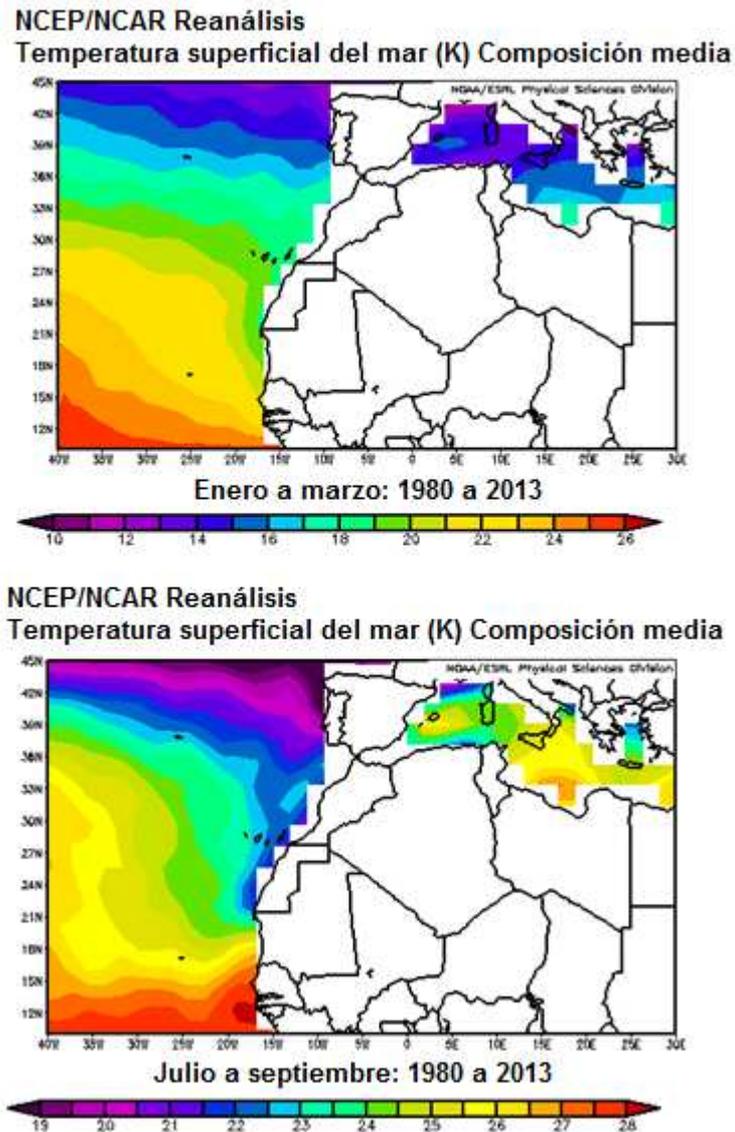


Fig.3.5. Composición de la media de la SST, desde 1980 hasta 2013, durante el invierno (panel superior) y durante el verano (panel inferior).

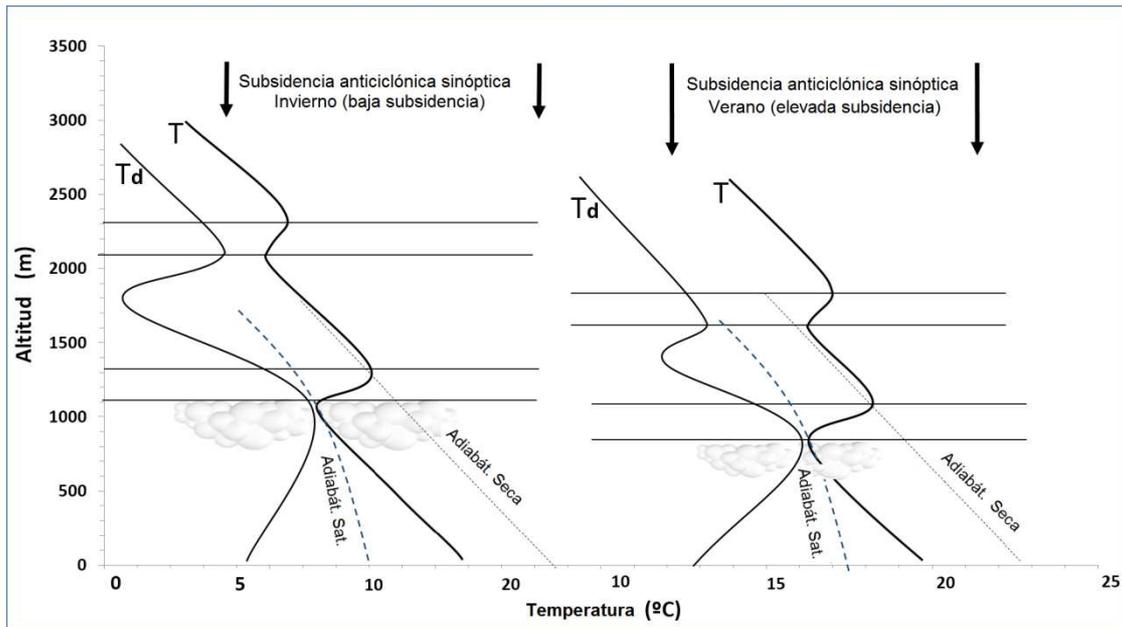


Fig. 3.6. Sección vertical esquemática que representa dos perspectivas de la primera y segunda capa de inversión, con baja (izda) y alta (dcha) subsidencia. Una subsidencia elevada presiona la masa de aire situada por debajo. La cima de la primera inversión, un nivel seco, desciende a lo largo de la adiabática seca, sin embargo, la base, que está en un nivel muy húmedo, desciende a lo largo de la adiabática saturada. Este calentamiento diferencial produce un reforzamiento de esta capa de inversión.

### 3.1.4. Caracterización espacial y temporal de las inversiones MBL y TWI.

El esquema conceptual descrito previamente es corroborado por el análisis de los parámetros: presión, altura, temperatura, humedad, espesor, fortaleza de la inversión y dirección del viento, asociados con la base y la cima de las inversiones MBL y TWI, resumido en la Tabla 3.2.

La primera característica notable es la alta uniformidad observada en los valores de presión de la base y cima para la inversión MBL y la TWI, en todas las estaciones durante el año, con una diferencia de sólo unos pocos hPa en todas ellas, que van desde  $\approx 20$  hPa en invierno a 40 hPa en verano.

A pesar de que varios estudios han demostrado que la altitud de la capa de inversión aumenta hacia la Ecuador (Schubert et al., 1995, Johnson et al., 1999, Von Engel et al., 2005) y su fortaleza disminuye (Karlsson et al., 2010), en este estudio observamos lo contrario, una disminución de la altitud y un reforzamiento de la inversión de temperatura, principalmente durante los meses de verano. Kloesel y Albrecht (1989) y Sun y Lindzen (1993) encontraron que la subsidencia, en las regiones que rodean la convección profunda en la zona de convergencia intertropical, mantiene las inversiones relativamente bajas. Sin embargo, este no es el caso para el dominio geográfico de nuestro estudio, donde la subsidencia parece modular la altitud de ambas inversiones de temperatura. Sin embargo, debemos aclarar que la variación latitudinal de la altitud de la capa de inversión, encontrada en la literatura, se refiere a condiciones atmosféricas generales (incluyendo tierra y océano) a escala hemisférica, mientras que nuestros resultados se limitan a un corto transecto latitudinal ( $28^{\circ}\text{N}$  a  $40^{\circ}\text{N}$ ) sobre el océano.

Con el fin de poner de relieve estas variaciones con respecto a la subsidencia subtropical, en la Fig. 3.7 hemos representado la altura de la base de las inversiones MBL y TWI frente a la velocidad vertical medida en el nivel de los 700 hPa. Como se puede observar, la altitud de ambas inversiones disminuye cuando aumenta la subsidencia (velocidad vertical desde  $-4$  a  $8 \times 10^{-4}$  hPa  $\text{s}^{-1}$ ) en Madeira e Islas Canarias, con un ratio de  $\approx -3 \times 10^{-5}$  m hPa $^{-1}$ s, ya que se localizan justo debajo de la rama

descendente de la célula de Hadley. En Azores, la influencia de la subsidencia no es significativa debido a su ubicación en latitudes medias. Las pendientes similares encontradas para MBL y TWI corroboran la idea ya apuntada de que ambas inversiones de temperatura son moduladas por la subsidencia.

	INVIERNO						VERANO					
	Lajes (Azores)		Funchal (Madeira)		Santa Cruz (Canarias)		Lajes (Azores)		Funchal (Madeira)		Santa Cruz (Canarias)	
	MBLI	TWI	MBLI	TWI	MBLI	TWI	MBLI	TWI	MBLI	TWI	MBLI	TWI
Presión (hPa) en la base	890±10	780±10	890±10	790±10	900±10	790±10	890±10	790±10	910±1	810±10	920±10	840±10
Presión (hPa) en el tope	870±10	760±10	870±10	770±10	870±10	770±10	860±10	770±10	880±10	790±10	880±10	820±10
Altitud (m) en la base	1185±24	2243±26	1195±22	2201±26	1103±19	2162±22	1226±21	2191±26	980±17	1961±22	869±11	1654±17
Altitud (m) en el tope	1421±25	2450±25	1403±23	2408±25	1370±20	2383±22	1482±21	2401±25	1245±17	2206±22	1226±11	1871±16
Temperatura (°C) en la base	5.7±0.2	3.3±0.2	7.5±0.2	5.3±0.2	9.3±0.2	7.1±0.2	12.4±0.2	10.2±0.2	14.9±0.2	14.1±0.2	17.0±0.1	18.7±0.1
Temperatura (°C) en el tope	8.0±0.2	4.3±0.2	9.7±0.2	6.6±0.2	11.5±0.2	8.1±0.2	14.0±0.1	11.1±0.2	18.0±0.2	15.3±0.2	20.9±0.1	19.7±0.2
Razón de Mezcla (g kg <sup>-1</sup> ) en la base	5.52±0.10	2.56±0.09	5.56±0.08	2.03±0.07	5.54±0.08	1.72±0.06	8.30±0.10	4.97±0.12	9.67±0.09	3.67±0.09	8.25±0.09	2.69±0.07
Razón de Mezcla (g kg <sup>-1</sup> ) en el tope	3.79±0.12	1.12±0.08	2.98±0.10	0.87±0.06	2.59±0.07	0.68±0.16	5.35±0.14	2.38±0.19	5.36±0.10	1.82±0.07	3.49±0.08	1.58±0.24
Dirección del viento (°) en la base	270±1	270±1	0±1	352±1	54±1	39±1	317±1	313±1	0±1	10±1	17±1	350±1
Dirección del viento (°) en el tope	270±1	270±1	4±1	356±1	56±1	0±1	326±1	317±1	15±1	0±1	18±1	329±1
Espesor (m)	188±49	205±51	187±45	209±50	205±38	212±44	196±42	204±51	273±34	211±44	294±22	210±33
Fortaleza de la inversión (°C)	1.3±0.5	0.7±0.4	1.5±0.4	0.8±0.4	1.8±0.4	0.7±0.4	1.2±0.3	0.6±0.4	3.0±0.3	0.8±0.4	3.5±0.2	0.8±0.3
Disminución razón de mezcla (g kg <sup>-1</sup> )	-1.5±0.2	-0.8±0.2	-2.1±0.2	-0.8±0.1	-2.5±0.2	-0.7±0.2	-2.5±0.2	-1.8±0.3	-3.9±0.2	-1.5±0.2	-4.1±0.2	-0.7±0.3

Tabla 3.2. Mediana de presión, temperatura, altura, razón de mezcla y dirección del viento en la base y la cima de las inversiones MBL y TWI; gradientes verticales de z, T y razón de mezcla, entre la base y la cima de cada inversión, en invierno y verano, para las cuatro estaciones de radiosondeo.

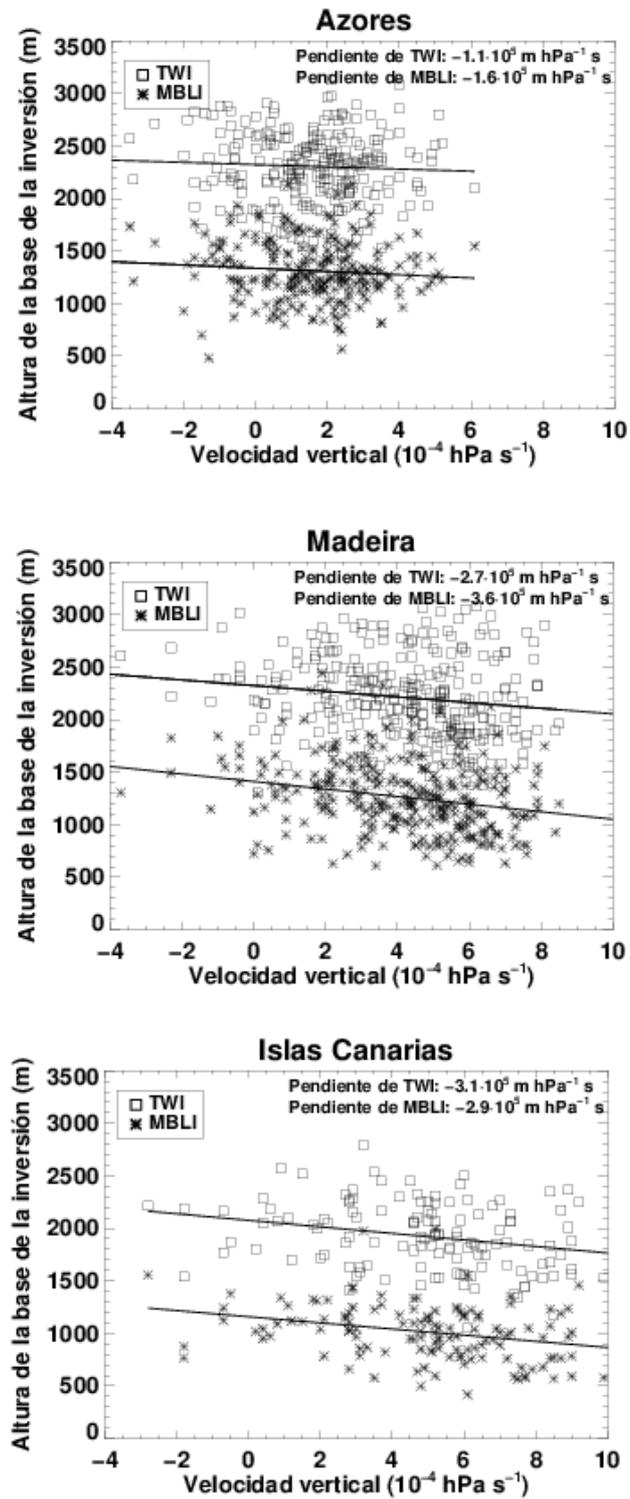


Fig. 3.7. Altura de la base de la inversión MBL (MBLI) (\*) y TWI ( $\square$ ) vs velocidad vertical ( $\omega$ ) (hPa s $^{-1}$ ) en el nivel de 700 hPa, en Azores, Madeira e Islas Canarias (Güimar).

La fortaleza (diferencia de temperatura entre la cima y la base de la inversión) de la MBL y TWI son muy similares en todas las estaciones durante el invierno, oscilando entre 1°C. Sin embargo, la variabilidad de la fuerza de la inversión MBL encontrada en verano entre Azores e Islas Canarias es mayor, dentro de 2°C. La TWI no muestra esta dependencia latitudinal durante el verano. Estas observaciones confirman el modelo conceptual propuesto. La inversión MBL se identificó como la capa con el máximo gradiente de humedad ( $\approx -3 \text{ g kg}^{-1}$ ), más del doble que la asociada con la TWI ( $\approx -1 \text{ g kg}^{-1}$ ), excepto en las Azores, donde la caída de humedad de la inversión de MBL es sólo ligeramente mayor ( $\approx -0.7 \text{ g kg}^{-1}$ ) que la observada en la TWI (Tabla 3.2).

Dado que la MBL modifica su estructura vertical del día respecto a la noche y con el fin de analizar si existen diferencias en la inversión asociada a esta capa entre los sondeos nocturnos y diurnos, hemos representado por separado los sondeos de las 12 Z y las 00 Z (Fig. 3.8). En esta figura se muestra el porcentaje de inversiones, MBL y TWI, medido en cada nivel de presión. En alguno de los períodos se observa que existe una probabilidad ligeramente superior de encontrar, durante el día, inversiones de la MBL más elevadas que en los sondeos nocturnos. Ejemplo: meses de verano, en Azores, Madeira y Canarias (estación de Santa Cruz). Sin embargo, no se aprecian diferencias significativas en general.

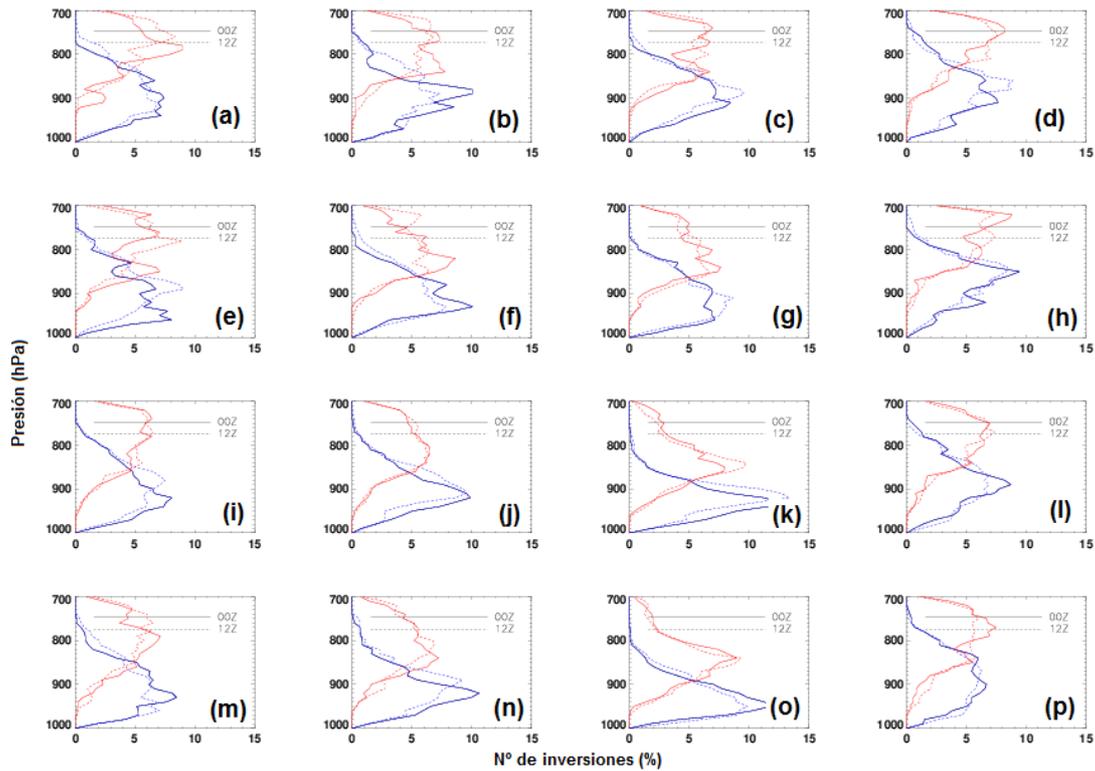


Fig. 3.8 Porcentaje de inversiones por niveles de presión, divididos en cuatro intervalos: ene-feb-mar (a, e, i, m), abr-may-jun (b, f, j, n), jul-ago-sep (c, g, k, o) y oct-nov-dic (d, h, l, p), en Azores (a-d), Madeira (e-h) e Islas Canarias: Santa Cruz (i-l) y Güimar (m-p). (Azul) Inversión MBL, (rojo) Inversión de Subsidencia. (Línea continúa) Sondeos nocturnos, (Línea discontinua) Sondeos diurnos.

### 3.1.5. Caracterización espacial y temporal de la capa de inversión única

Más del 50% de los sondeos muestran una sola capa de inversión dentro del intervalo de presión analizado, entre los 1000 y 700 hPa, en todas las estaciones (Fig. 3.1, Tabla 3.1). La altura de esta inversión se sitúa entre los niveles en los que encontramos la MBL y la TWI simultáneamente (principalmente en verano), pero más cerca de la altitud de la inversión MBL hacia el sur (Tabla 3.3).

	INVIERNO					VERANO				
	Lajes Azores	Funchal Madeira	Santa Cruz Islas Canarias	Güímar Islas Canarias	Lajes Azores	Funchal Madeira	Santa Cruz Islas Canarias	Güímar Islas Canarias		
Presión (hPa) en la base	840±10	850±10	860±10	850±10	850±10	870±10	910±10	910±10		
Presión (hPa) en el tope	810±10	820±10	830±10	820±10	830±10	840±10	860±10	870±10		
Altitud (m) en la base	1640±15	1581±14	1434±14	1522±21	1548±13	1341±13	973±11	949±18		
Altitud (m) en el tope	1927±15	1877±14	1761±14	1809±21	1829±13	1666±13	1446±10	1342±17		
Temperatura (°C) en la base	2.9±0.1	4.6±0.1	6.3±0.1	6.8±0.2	10.7±0.1	12.7±0.1	16.3±0.1	17.6±0.2		
Temperatura (°C) en el tope	5.9±0.1	7.7±0.1	10.2±0.1	9.8±0.2	13.2±0.1	16.4±0.1	21.3±0.1	22.4±0.2		
Razón de Mezcla (g kg <sup>-1</sup> ) en la base	4.47±0.05	4.67±0.04	4.98±0.05	5.34±0.07	7.63±0.06	8.30±0.06	7.89±0.06	10.00±0.10		
Razón de Mezcla (g kg <sup>-1</sup> ) en el tope	1.66±0.06	1.43±0.04	1.35±0.03	1.62±0.06	3.82±0.07	2.90±0.06	2.60±0.05	3.89±0.09		
Dirección del viento (°) en la base	305±1	338±1	20±1	353±1	307±1	343±1	16±1	338±1		
Dirección del viento (°) en el tope	304±1	336±1	0±1	355±1	302±1	343±1	2±1	339±1		
Espesor (m)	213±30	275±28	293±27	210±42	225±27	299±25	393±20	308±36		
Fortaleza de la inversión (°C)	2.2±0.3	2.7±0.2	3.0±0.2	2.7±0.4	1.9±0.2	3.7±0.2	4.6±0.2	4.6±0.3		
Disminución de razón de mezcla (g kg <sup>-1</sup> )	-2.3±0.1	-2.7±0.1	-3.1±0.1	-3.2±0.1	-3.3±0.1	-4.7±0.1	-4.8±0.1	-5.6±0.2		

Tabla 3.3 Mediana de presión, temperatura, razón de mezcla y dirección del viento en la base y la cima de la inversión, en sondeos con una única inversión medida entre 1000 y 700 hPa; y diferencia de altura, temperatura y razón de mezcla entre la cima y la base, en invierno y verano, en las cuatros radiosondas.

La temperatura en la base es ligeramente más fría en comparación con la encontrada en las bases de las MBL y TWI. La temperatura en la cima tiene un valor intermedio a los registrados en la cima de la MBL y la TWI en Azores y Madeira, y significativamente superior a las encontradas en las dos estaciones de las Islas Canarias. La disminución de la relación de mezcla es significativamente mayor en el caso de una sola inversión. La inversión más fuerte se encuentra en verano en la estación de Santa Cruz, donde el espesor medio es  $\approx 390$  m y el gradiente de inversión es  $4.6^{\circ}\text{C}$ . En Güimar, la diferencia en la razón de mezcla alcanza los  $-5.6 \text{ g kg}^{-1}$ .

Las principales características de la inversión única coinciden con aquellas asociadas con la inversión MBL, ya que hay un fuerte gradiente de humedad y, en general, no se detecta cizalladura del viento. Sólo en la estación de Santa Cruz la capa de inversión única muestra rasgos tanto de MBL como de TWI: una cizalladura direccional clara del viento ( $\approx 16^{\circ}$  dirección del viento en la base y  $\approx 2^{\circ}$  en la cima) y una alta relación de mezcla ( $-4.8 \text{ g kg}^{-1}$ ). En las demás estaciones de radiosondeo, sólo un salto en la razón de mezcla superior a  $-2.3 \text{ g kg}^{-1}$  se observa en todos los casos.

Con el fin de analizar si el número de inversiones tiene algo que ver con la magnitud de la subsidencia, hemos calculado el valor de Omega en el nivel de los 700 hPa para días con 1 y 2 inversiones (Tabla 3.4). Como puede observarse existe una ligera relación entre la subsidencia en el nivel de 700 hPa y el número de inversiones de temperatura en las estaciones de las Islas Canarias ( $5.9 \pm 0.1 \text{ hPa s}^{-1}$  para inversión única y  $6.2 \pm 0.3 \text{ hPa s}^{-1}$  para dos inversiones) y Madeira ( $5.5 \pm 0.1 \text{ hPa s}^{-1}$  para inversión simple y  $5.8 \pm 0.2 \text{ Pa s}^{-1}$  para dos inversiones). Otros mecanismos atmosféricos podrían estar detrás de este comportamiento dual de la estabilidad atmosférica de la troposfera en las regiones subtropicales, aunque la complejidad de estos estudios está más allá del alcance del presente trabajo y se someterán a un análisis detallado en un futuro.

Tabla 3.4. Mediana de Omega [ $\text{hPa s}^{-1}$ ], en el nivel de 700 hPa, y error estándar, calculado para sondeos en los que el número de inversiones simultáneas "NI" es una o dos.

	Azores		Madeira		Islas Canarias	
	NI = 1	NI = 2	NI = 1	NI = 2	NI = 1	NI = 2
Mediana de Omega en verano	2.0±0.1	2.1±0.3	6.3±0.1	6.3±0.2	8.0±0.2	8.6±0.3
Mediana de Omega en invierno	2.5±0.1	2.4±0.2	5.5±0.1	5.8±0.2	5.9±0.1	6.2±0.3

## 3.2 Caracterización vertical de la SAL por medio de mediciones lidar y radiosondas

En este capítulo se analizarán datos de extinción vertical de la atmósfera y parámetros meteorológicos, medidos con un lidar micropulsado (“Micropulse Lidar” - MPL-) y con radiosondas, respectivamente, en el período 2007-2014 en Tenerife (Islas Canarias, España), para analizar la influencia de las intrusiones de polvo sahariano en la estructura vertical de la troposfera subtropical.

Asimismo, se trabajará con datos de la AErosol RObotic NETworks (AERONET). Los parámetros profundidad óptica de aerosoles (AOD) y el exponente Angstrom (AE) se utilizarán para definir escenarios diferentes que caractericen la climatología de los aerosoles atmosféricos en esta ubicación subtropical. Como se detalló en la metodología, se trabajará con el modelo de dos capas para un mejor conocimiento de la relación lidar (“lidar ratio”), con dos estaciones en la isla de Tenerife (Islas Canarias): la estación costera de Santa Cruz (SCO), situada en la MBL, y la estación de alta montaña Izaña (IZO), ubicada en la troposfera libre subtropical. Los escenarios definidos (Fig. 2.6) son los siguientes: CS (escenario limpio), S1 (polvo en MBL y capas superiores), S2 (polvo sólo en la troposfera libre), S3 (polvo sólo en la MBL). El escenario limpio se subdivide, a su vez, en cuatro sub escenarios que tienen en cuenta distribuciones típicas de los aerosoles atmosféricos en diferentes épocas del año: CS1 (noviembre-marzo), CS2 (abril-junio), CS3 (julio-agosto), CS4 (septiembre-octubre).

En la Fig. 3.9 se refleja, mensualmente, la frecuencia de cada uno de los escenarios; siendo los meses de julio y agosto los meses más afectados por las intrusiones de polvo mineral, con gran diferencia respecto al resto del año (escenarios S1 y S2). En los meses de otoño-invierno se observan episodios de intrusiones a niveles bajos (escenario S3).

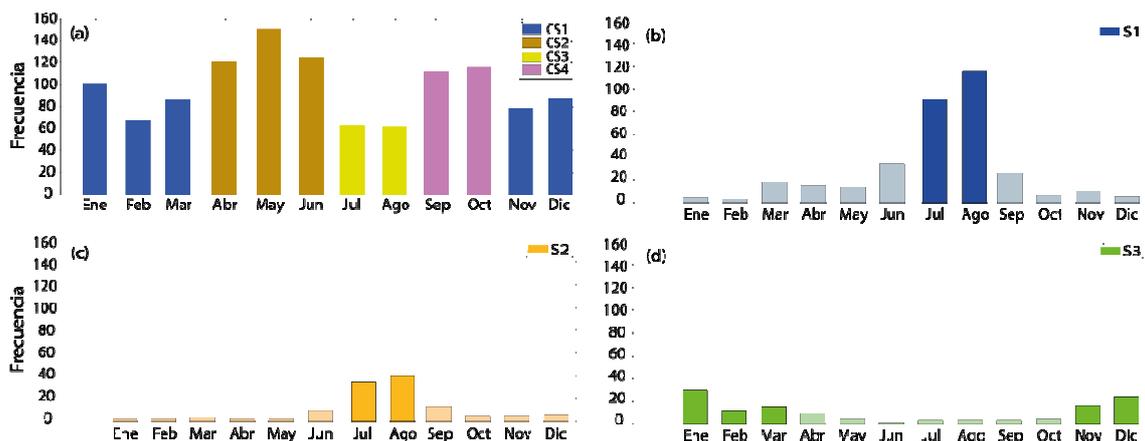


Fig. 3.9. (Barreto et al., 2017) Histogramas de frecuencia absoluta, para cada escenario definido de acuerdo con los datos de AERONET, de 2007 a 2014.

Para caracterizar la atmósfera, desde un punto de vista termodinámico, utilizamos los siguientes parámetros: temperatura ( $T$ ), temperatura potencial ( $\theta$ ), temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ), humedad relativa ( $HR$ ) y perfiles verticales del viento. Hemos identificado las capas atmosféricas estables de la baja troposfera siguiendo el criterio presentado en el capítulo anterior: las diferentes capas de inversión se localizan al medir gradientes positivos de temperatura,  $dT/dz > 0 \text{ K km}^{-1}$ ; la inversión MBL se caracteriza por un fuerte gradiente en la razón de mezcla ( $r$ ),  $dr/dz > 1.8 \text{ gr kg}^{-1}$  (Carrillo et al., 2016). Para analizar, de la forma más completa posible, el efecto de la capa de aire sahariano (“Saharan Air Layer” –SAL-) en la estructura vertical atmosférica, trabajaremos con sondeos con gran estratificación vertical, es decir, sondeos en los que se detectan, simultáneamente, dos inversiones por debajo de 750 hPa, la inversión MBL y la TWI. En la Tabla 3.5 se detallan, para cada uno de los escenarios, los casos medidos con 0, 1, 2 y  $>2$  inversiones.

Tabla 3.5. Número y porcentaje (en paréntesis) de sondeos con  $N=i$  (donde  $i$  puede ser 0, 1, 2, y  $>2$ ) inversiones térmicas, por debajo del nivel de 750 hPa, para cada escenario.

Escenario	N=0	N=1	N=2	N>2	Total
S1	2 (2.0)	37 (37.7)	39 (39.8)	20 (20.4)	98
S2	0 (0)	13 (30.9)	20 (47.6)	9 (21.4)	42
S3	3 (7.9)	16 (42.1)	18 (47.4)	1 (2.6)	38
CS1	15 (10.3)	77 (52.7)	49 (33.6)	5 (3.4)	146
CS2	7 (5.5)	65 (51.6)	42 (33.3)	12 (9.5)	126
CS3	0 (0)	14 (29.8)	27 (57.4)	6 (12.7)	47
CS4	11 (10.8)	63 (61.7)	28 (27.4)	0 (0)	102

Una vez que hemos diferenciado estacionalmente y seleccionado los días representativos de cada uno de los cuatro escenarios (y sub-escenarios), restringidos a aquellas situaciones con dos inversiones térmicas por debajo del nivel de 750 hPa, podemos ampliar la caracterización vertical de los aerosoles mediante el estudio de datos de extinción lidar. La extinción de aerosoles es la suma de los procesos de dispersión (“scattering”) y absorción, e indica cuánto se atenúa la radiación al atravesar una distancia de 1 km [ $\text{km}^{-1}$ ] en la atmósfera. La integral vertical del coeficiente de extinción es el espesor óptico de los aerosoles e indica el contenido total de aerosoles, sin embargo, la extinción nos proporciona información sobre su distribución vertical, objetivo del análisis de este capítulo.

La intrusión de la SAL origina una disminución en la altitud de la isocero; en la Tabla 3.6 se detalla la altitud promedio de la isocero en los diferentes escenarios. En los siguientes capítulos analizaremos la influencia de la SAL en la altitud de la misma, comparando los mismos períodos con y sin intrusión de polvo; S1 y S2 frente a SC3, y S3 frente a SC1.

Tabla 3.6. Altura promedio de la isocero en cada uno de los escenarios.

	S1 (jul-ago)	S2 (jul-ago)	S3 (nov-mar)	CS1 (nov-mar)	CS2 (abr-jun)	CS3 (jul-ago)	CS4 (sep-oct)
Isocero (km)	4.69±0.01	4.70±0.02	3.78±0.05	3.83±0.02	4.33±0.02	4.99±0.02	4.54±0.02

A continuación analizaremos la estructura vertical de cada uno de los escenarios, desde un punto de vista termodinámico y de extinción de aerosoles, para deducir la influencia de las intrusiones de polvo mineral en la estructura vertical atmosférica.

### 3.2.1 Escenario limpio

Los perfiles termodinámicos (T,  $\theta$ ,  $\theta_e$  y HR) y los perfiles de extinción de lidar  $\alpha$ , correspondientes al escenario limpio, se analizan en los diferentes sub-escenarios definidos previamente (Fig. 3.10). En la Tabla 3.7 presentamos una estadística completa de las diferentes capas obtenidas a partir de información de las radiosondas, utilizando el método definido en Carrillo et al. (2016) para identificar las diferentes capas de inversión térmica. En la Fig. 3.10 estas capas se marcan como líneas azules horizontales. Hemos identificado, además, las dos capas L1 y L2 como la MBL y la capa del alisio (TWL), respectivamente, con las dos capas de transición T1 y T2, identificadas como inversión de la Capa Límite Marina (MBI) y la TWI, respectivamente. Se representan, además, los perfiles de extinción y perfiles verticales de temperatura (T), temperatura potencial ( $\theta$ ), temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) y humedad relativa (HR), para cada escenario limpio. La línea punteada azul representa el nivel de altitud de la estación IZO. Las líneas horizontales azules representan las diferentes capas de estabilidad, y la línea horizontal roja indica el nivel de altitud promedio de 0°C. El área verde sombreada está delimitada por los valores del percentil 20° y 80° de la extinción total lidar en cada nivel.

El primer resultado a resaltar es la baja variabilidad estacional en el espesor de la capa límite planetaria (PBL), que se extiende desde el nivel de superficie hasta ~2 km de altura (cima de la TWI), en las cuatro estaciones del año (Tabla 3.7). Sin embargo, hemos encontrado una marcada dependencia estacional en la altitud de la base de las

inversiones térmicas, especialmente en caso de la inversión MBL, con una altitud mínima en verano (869 m), y una altitud máxima en septiembre-octubre (1170 m). Esta variabilidad está fuertemente influenciada por la subsidencia a gran escala, como concluimos en el capítulo anterior.

La intensificación de los procesos de subsidencia en el verano impacta positivamente en la fuerza de las inversiones MBI y TWI. Esto explica la mayor extensión de la PBL en el escenario limpio en septiembre-octubre, escenario CS4, afectada por la baja velocidad vertical como resultado de la menor subsidencia, y por el contrario, su menor extensión en verano, CS3, época en la que se registra una subsidencia máxima en Canarias (Tabla 3.4).

Respecto a los perfiles verticales de los parámetros termodinámicos, Fig. 3.10 (b, d, f y h), la MBL húmeda aparece como una capa inestable (gradiente negativo  $\theta_e$ ), coronada por una notable inversión de temperatura, con una disminución brusca en el perfil de humedad vertical; la MBI. Por encima de la MBL se encuentra la capa del alisio (TWL), también caracterizada por un gradiente  $\theta_e$  negativo, indicando inestabilidad. El valor mínimo de  $\theta_e$ , que se encuentra en la TWI, indica una separación entre el aire húmedo de esta capa y el aire seco situado por encima. Esta capa de transición es seguida por una débil inversión de temperatura (apenas perceptible en el perfil de temperatura promedio) y un fuerte gradiente de  $\theta_e$ . En niveles más altos, valores de humedad muy bajos y gran estabilidad, con gradientes verticales positivos de  $\theta$  y  $\theta_e$ , representan las condiciones de la atmósfera libre. El nivel 0°C medido en los sondeos verticales (línea horizontal roja en la Fig. 3.10) oscila entre 5 km en verano y 3.8 km en invierno (Tabla 3.6).

Otra característica destacable es la mayor HR en la parte inferior de la atmósfera (por debajo de 1.5 km de altura) en el caso de CS4, en comparación con los otros tres escenarios. En este caso se observa una razón de mezcla de 10 g kg<sup>-1</sup> en la base de la MBI, que en solo 281 m de espesor de la inversión, se reduce un 40%, hasta 6 g kg<sup>-1</sup>.

Esta rápida disminución se podría explicar con el máximo valor de  $\alpha$  encontrado a esta altitud, debido al crecimiento higroscópico de aerosoles solubles en agua, tales

como sulfatos o nitratos. Estos compuestos atraen el agua aumentando la turbiedad atmosférica.

Los perfiles de extinción lidar (media y mediana) para los meses comprendidos entre noviembre y marzo, CS1, se presentan en la Fig. 3.10 (a). Estos muestran un alto grado de uniformidad dentro de la MBL, con dos máximos pequeños situados en el nivel de superficie y dentro de la TWL, ambos con coeficientes de extinción similar ( $0.035 \text{ km}^{-1}$ ). En los tres escenarios siguientes (Fig. 3.10 (c, e y g)) se encontró una estratificación similar. En estos casos, los perfiles de extinción lidar mostraron valores relativamente constantes (por debajo de  $0.030 \text{ km}^{-1}$ ) con la excepción del segundo máximo en altura en el caso de CS4 (septiembre y octubre), en el que se miden valores de extinción de  $0.033 \text{ km}^{-1}$  en la TWL ( $\sim 1.8 \text{ km}$ ), un valor medio de  $\alpha$  considerablemente superior al resto de casos. En el capítulo anterior ya mostramos valores máximos en la temperatura superficial del mar (SST) durante este período: septiembre y octubre (Fig. 3.4). Es posible que una mayor SST provoque movimientos convectivos ascendentes que son bloqueados por la TWI, produciendo como resultado una mayor concentración de aerosoles en el nivel de la TWL.

Podemos resumir que hemos encontrado, como un factor común en el escenario limpio (Fig. 3.10 (a, c, e y g)), una distribución vertical de aerosoles con concentración máxima y casi constante dentro de una PBL relativamente bien mezclada (compuesta por MBL y TWL) y condiciones de atmósfera libre limpia encima. La única excepción es el escenario CS3, con valores relativamente altos de  $\alpha$  en la troposfera libre subtropical ( $\alpha$  de  $0.031 \text{ km}^{-1}$  a  $2.6 \text{ km}$ ). Estos valores podrían provenir de restos de intrusiones de polvo mineral procedente del Sahara, al ser los meses de verano los más proclives a recibir estas intrusiones (Fig. 3.9, escenarios S1 y S2). Además, hay que destacar el buen acuerdo entre los valores medios y las medianas en la atmósfera libre, con la excepción del mismo escenario CS3.

Las condiciones de la troposfera libre limpia muestran unos valores del coeficiente de extinción de  $\sim 0.017\text{--}0.018 \text{ km}^{-1}$ , encontrados en el nivel IZO en las condiciones más limpias observadas en CS1 y CS2. Este valor se asumirá como un umbral para definir las condiciones de troposfera libre subtropical.

Una vez caracterizado el escenario limpio, analizaremos a continuación el impacto de las intrusiones de polvo mineral en la estructura vertical de la Troposfera.

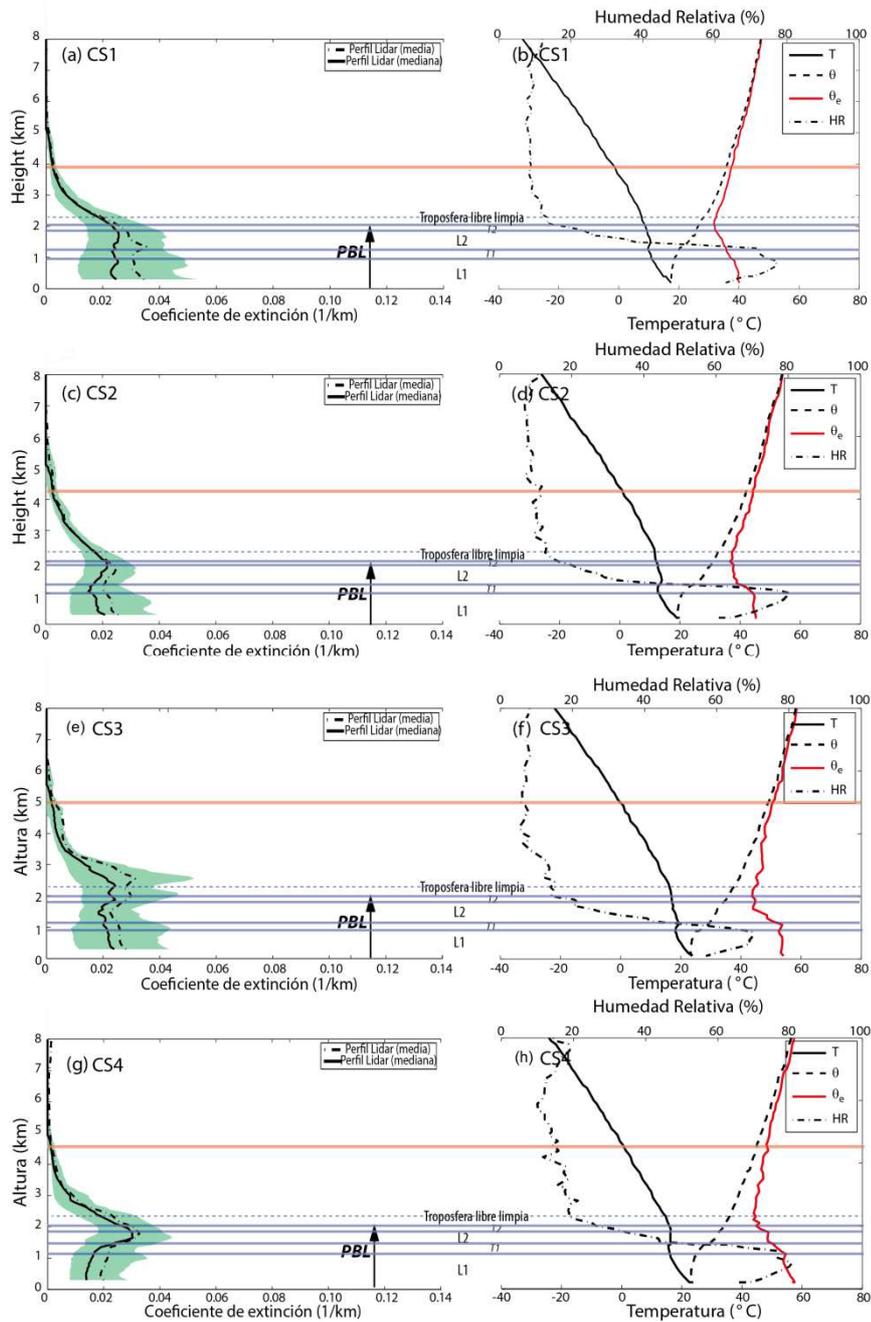


Fig. 3.10. (Barreto et al., 2017). Perfiles de extinción y perfiles verticales de temperatura ( $T$ ), temperatura potencial ( $\theta$ ), Temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) y humedad relativa ( $HR$ ) para cada escenario limpio. La línea punteada azul representa la altitud de la estación IZO. Las líneas horizontales azules representan diferentes capas y la línea horizontal roja indica el nivel promedio de  $0^\circ\text{C}$ , extraídas de los sondeos verticales. El área verde sombreada está delimitada por los valores del percentil  $20^\circ$  y  $80^\circ$  de la extinción total lidar en cada nivel.

	CS1 (nov-mar) (49 sondeos)		CS2 (apr-jun) (42 sondeos)		CS3 (jul-ago) (27 sondeos)		CS4 (sep-oct) (28 sondeos)	
	T1=MBI	T2=TWI	T1=MBI	T2=TWI	T1=MBI	T2=TWI	T1=MBI	T2=TWI
Presión (hPa) en la base	910±5	820±7	900±4	820±6	920±5	830±7	890±7	820±7
Presión (hPa) en el tope	880±6	800±6	870±4	800±6	890±5	800±6	870±7	810±6
Altitud (m) en la base	950±55	1831±69	1060±39	1834±61	869±51	1745±76	1170±71	1855±72
Altitud (m) en el tope	1234±57	2022±68	1343±43	2007±62	1129±50	2003±69	1451±74	2032±69
Temperatura (°C) en la base	11.5±0.5	9.8±0.5	11.7±0.4	11.8±0.4	17.8±0.5	15.9±0.6	14.5±0.6	15.1±0.6
Temperatura (°C) en el tope	13.0±0.5	10.9±0.6	14.3±0.4	12.7±0.5	20.2±0.5	17.5±0.5	17.7±0.6	15.9±0.5
Razón de Mezcla (g kg <sup>-1</sup> ) en la base	7.37±0.24	2.88±0.23	8.34±0.18	4.06±0.34	9.96±0.28	4.12±0.51	10.09±0.37	5.76±0.50
Razón de Mezcla (g kg <sup>-1</sup> ) en el tope	3.61±0.26	0.95±0.18	4.51±0.35	1.66±0.24	6.53±0.41	2.20±0.27	6.17±0.58	2.36±0.46
Dirección del viento (°) en la base	339±0	345±1	343±0	351±1	345±0	1±1	321±0	333±1
Dirección del viento (°) en el tope	355±0	334±1	360±1	356±1	2±0	358±1	333±1	296±1
Espesor (m)	186±112	195±137	194±83	197±123	190±102	207±145	194±145	109±141
Fortaleza de la inversión (°C)	1.6±1.1	1.0±1.1	2.1±0.7	1.0±0.9	2.3±1.0	1.3±1.1	1.7±1.1	0.8±1.1
Disminución de razón de mezcla (g kg <sup>-1</sup> )	-3.35±0.50	-1.20±0.41	-3.41±0.53	-1.49±0.57	-3.12±0.69	-1.27±0.78	-3.25±0.95	-1.13±0.96

Tabla 3.7. Estadísticas principales de la estructura vertical de la atmósfera extraída de sondeos atmosféricos con dos inversiones térmicas medidas por debajo de 750 hPa (mediana y error estándar) para cada escenario limpio.

	S1			S2			S3		
	T1=MBI	T2=TWI	T3=STI	T1=MBI	T2=TWI	T3=STI	T1=MBI+TWI	T2=STI	T3=STI
Pressure (hPa) at the base	960±3	880±5	470±8	950±5	880±6	470±17	910±14	810±7	810±7
Presión (hPa) en el tope	930±4	860±5	460±8	930±5	840±5	460±16	890±15	780±7	780±7
Altitud (m) en la base	501±33	1235±55	6386±133	595±48	1342±67	6385±272	1361±138	2066±80	2066±80
Altitud (m) en el tope	768±39	1471±51	6566±135	804±52	1659±55	6549±271	1694±150	2376±80	2376±80
Temperatura (°C) en la base	20.0±0.5	22.3±0.4	-12.9±1.0	19.2±0.6	21.9±0.5	-12.7±2.0	10.3±1.1	7.9±0.6	7.9±0.6
Temperatura (°C) en el tope	24.0±0.5	24.8±0.4	-12.5±0.9	23.2±0.6	23.7±0.5	-12.5±2.0	12.2±1.1	9.2±0.7	9.2±0.7
Razón de Mezcla (g kg <sup>-1</sup> ) en la base	10.87±0.26	4.39±0.36	1.18±0.11	10.87±0.30	3.40±0.54	1.32±0.14	6.03±0.62	2.14±0.36	2.14±0.36
Razón de Mezcla (g kg <sup>-1</sup> ) en el tope	5.17±0.40	2.85±0.21	0.30±0.05	5.00±0.61	2.09±0.29	0.18±0.11	2.96±0.50	1.19±0.26	1.19±0.26
Dirección del viento (°) en la base	5±0	17±0	231±1	2±0	2±1	226±2	344±2	98±2	98±2
Dirección del viento (°) en el tope	21±0	8±1	225±1	14±1	334±1	248±2	270±2	113±2	113±2
Espesor (m)	194±73	287±107	172±268	194±101	305±123	168±543	188±288	203±160	203±160
Fortalez de la inversión (°C)	4.2±1.0	2.2±0.8	0.7±1.9	3.7±1.2	2.2±0.9	0.7±4.0	3.1±2.3	1.2±1.3	1.2±1.3
Disminución de la razón de mezcla (g kg <sup>-1</sup> )	-5.63±0.66	-1.13±0.57	-0.79±0.16	-5.63±0.91	-1.36±0.83	-0.81±0.25	-3.07±1.11	-0.98±0.62	-0.98±0.62

Tabla 3.8. Estadísticas principales de la estructura vertical de la atmósfera extraída de sondeos atmosféricos con dos inversiones térmicas medidas por debajo de 750 hPa (mediana y error estándar) para los escenarios de polvo S1, S2 y S3.

### 3.2.2 Escenario 1: Condiciones de polvo en SCO e IZO

La compresión que la capa de polvo ejerce sobre las capas inferiores (Alastuey et al., 2005) en la región subtropical da lugar a una capa inferior MBL, afectada por el polvo, que se extiende en promedio hasta ~800 m, y en la que se mide el máximo de HR a unos 300 m de altitud. Esta capa húmeda está coronada por una inversión térmica, la MBI, con una pronunciada disminución de la humedad. Las estadísticas de estratificación detalladas se presentan en la Tabla 3.8 y Fig. 3.11. Observamos en este escenario una estructura diferente que en los casos de atmósfera limpia, como resultado de la advección de la Capa Límite Convectiva Africana. En este escenario, el polvo afecta tanto a la MBL como la troposfera libre.

La capa siguiente es la TWL, también afectada por el polvo, pero en menor medida, con una capa de transición en su parte superior, coincidiendo con los valores más bajos de HR ~10% en la PBL y un cambio de negativo a positivo en el gradiente vertical de  $\theta_e$ . Esta capa, asociada a la TWI, actúa como una capa de transición entre dos masas de aire con diferente contenido de polvo. La TWL se extiende desde ~0.8 a 1.2 km, y la TWI desde ~1.2 a 1.5 km, seguida por la SAL en la troposfera libre subtropical. La cima de la TWI coincide con la concentración mínima de aerosoles (Fig. 3.11 (a)), con valores bajos de  $\alpha \sim 0.02 \text{ km}^{-1}$ . Cerca de la parte superior de esta capa seca se observa una brusca disminución en  $\alpha$ , coincidiendo con el inicio del incremento en el perfil de HR (el máximo de HR, 47%, se sitúa a 5.6 km de altura). La parte superior de la SAL (STI) se encuentra entre ~6.4 y 6.6 km, 1 km por encima del máximo en HR. El gradiente vertical de  $\theta$  señala el nivel de 5.6 km como el final de la capa homogénea, coincidiendo con la altitud de gradientes verticales de  $\theta$  y  $\theta_e$  neutros o débilmente positivos, indicando la presencia de una capa bien mezclada.

Respecto al nivel de 0°C, nuestros resultados (Tabla 3.6) indican que esta capa isoterma se encuentra 300 m más baja que en el escenario limpio en verano (CS3). En la sección 3.2.5 analizaremos este enfriamiento en niveles altos de la SAL, asociadas con el enfriamiento adiabático del aire cálido debido a su fuerte ascenso vertical (Dunion y Marron, 2008, Wong et al., 2009, Chen et al., 2010). En este escenario encontramos,

---

además, una diferencia significativa entre los valores medios y la mediana de  $\alpha$  en este nivel 0°C.

En la Fig. 3.11 (a) se observan, claramente, las dos capas afectadas por el polvo. En la capa inferior (hasta 1.2 km), que parece estar desacoplada de la situada por encima, se mide, a nivel de superficie, un coeficiente de extinción de  $0.042 \text{ km}^{-1}$ , considerablemente más elevado que el  $\alpha$  máximo encontrado en el escenario limpio CS3 en verano ( $0.028 \text{ km}^{-1}$ ). En la capa superior hay un claro impacto del polvo mineral del Sahara, con coeficientes de extinción  $> 0.08 \text{ km}^{-1}$ . Esta capa superior corresponde a la presencia de la SAL sobre el océano Atlántico subtropical, que se extiende hasta  $\sim 6 \text{ km}$ , donde se miden valores similares a los de las condiciones de la CFT (en el apartado anterior 3.2.1, definíamos como umbral de la CFT valores  $\sim 0.017\text{--}0.018 \text{ km}^{-1}$ ).

Es importante destacar el reforzamiento de la TWI como resultado del efecto de la SAL; en CS3 medíamos una diferencia de temperatura, entre la base y la cima de la inversión (“fortaleza”), de  $1.6^\circ\text{C}$ ; mientras que en este escenario S1, esta diferencia se refuerza hasta  $2.5^\circ\text{C}$  (Tabla 3.8).

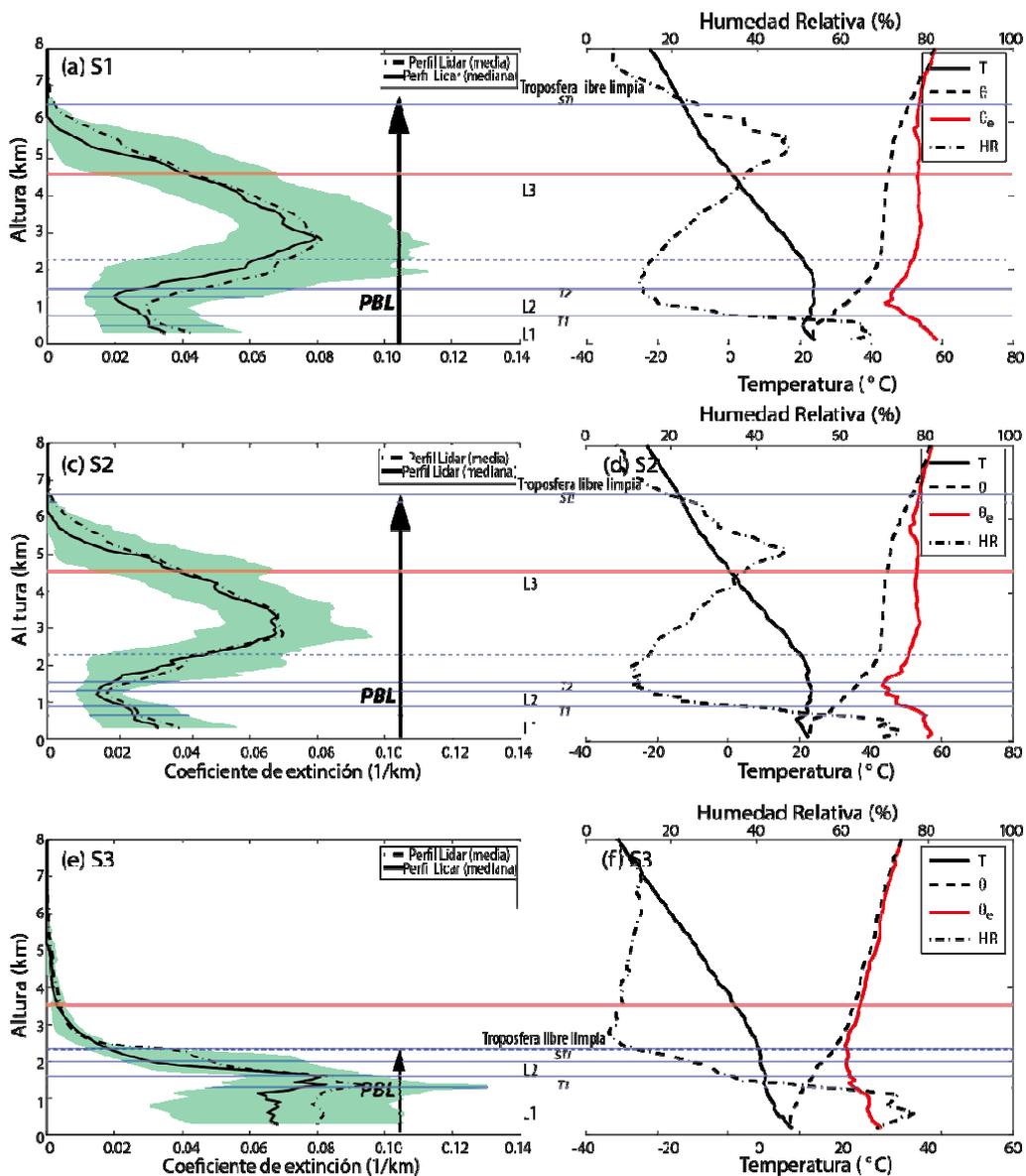


Fig. 3.11. (Barreto et al., 2017) Perfiles de extinción y perfiles verticales de temperatura (T), temperatura potencial ( $\theta$ ), Temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) y humedad relativa (HR) para los escenarios (a) S1, (b) S2 y (c) S3. La línea punteada azul representa la altitud de la estación IZO. Las líneas horizontales azules representan las altitudes diferentes capas y la línea horizontal roja indica el nivel promedio de altitud de 0°C, extraídas de los sondeos verticales. El área verde sombreada está delimitada por los valores del percentil 20° y 80° de la extinción total lidar en cada nivel.

### 3.2.3 Escenario 2: Condiciones de polvo en IZO sin presencia de polvo en SCO

Observamos de nuevo, en el escenario S1, el reforzamiento en la TWI por efecto de la SAL. La diferencia de temperatura entre la base y la cima de la inversión (fortaleza), que en el caso del escenario limpio, CS3, era de 1.3°C, asciende a 2.2°C en este escenario con polvo S2 (Tabla 3.8).

Hemos encontrado características similares a las del escenario S1 para el perfil atmosférico vertical (Fig. 3.11 (d)) en concordancia con los datos lidar, pero con las estructuras dentro de la PBL situadas a mayores altitudes (Tabla 3.8), debido a la ausencia de polvo a niveles inferiores. El máximo en HR de 73% es encontrado a ~300 m. La MBI se puede distinguir, entre ~600 y 800 m, como una importante inversión de temperatura. En la parte superior de la TWL se encuentra la inversión de temperatura TWI, con su cima ligeramente por debajo de 1.7 km, donde la HR presenta un mínimo (~10%). El mínimo en  $\theta_e$  indica, como en el escenario previo, la división entre diferentes masas de aire. Por encima de la TWI encontramos una troposfera libre no limpia, caracterizada por la presencia de una capa SAL bien mezclada con un máximo de HR ~47% (similar a la del escenario S1) y  $\theta$  casi constante hasta el nivel de ~5.6 km. De manera similar al escenario S1, las diferencias entre la mediana y la media se detectan por encima del nivel de 0°C. En este escenario también se detecta la isocero, a 4.7 km, por debajo del nivel de la isocero para el escenario limpio en verano (CS3), situado a 5km.

Este escenario mixto (Fig. 3.11 (c)) presenta una estructura doble similar al escenario previo S1, pero, en este caso, los coeficientes de extinción cercanos a la superficie son algo inferiores (máximo de extinción en S2 de 0.040 km<sup>-1</sup>, frente al valor máximo de 0.042 km<sup>-1</sup> encontrado en S1 en el mismo nivel), debido a que los niveles más bajos no están afectados directamente por el polvo en este escenario S2. A pesar de esta reducción de la extinción, los valores de  $\alpha$  son más altos que los encontrados en el escenario limpio en verano (CS3) a nivel de superficie (0.028 km<sup>-1</sup>), lo que sugiere presencia de polvo residual por deposición gravitacional (Bravo-Aranda et al., 2015). La

subsistencia a gran escala origina que los aerosoles de capas superiores se mezclen en capas inferiores y, por consiguiente, con presencia de polvo en capas altas, pueden aparecer pequeñas cantidades de polvo en la MBL (Bates et al., 2004) o en la TWL, incluso, como en este escenario, sin presencia de polvo por debajo. No obstante, es interesante destacar las condiciones extremadamente limpias encontradas entre 1 km y 1.4 km, similares a las atribuidas a las condiciones de CFT (coeficientes de extinción de  $\sim 0.018 \text{ km}^{-1}$ ).

En este escenario, de acuerdo con los datos lidar, la SAL parece tener menor contenido de aerosoles (extinción de  $0.069 \text{ km}^{-1}$ ) que en el anterior escenario S1. Las condiciones de CFT se alcanzan a 5.3 km, de acuerdo con el umbral establecido en  $\alpha$ .

### **3.2.4 Escenario 3: Condiciones de polvo en SCO y condiciones limpias en IZO**

En la Fig. 3.11 (e y f) y Tabla 3.8 observamos una primera capa atribuida a la presencia de la MBL y TWL mezcladas con una SAL de niveles bajos. Esta primera capa contiene el máximo de HR ( $\sim 77\%$ ) localizado a aproximadamente a 600 m de altura. En  $\sim 1.5 \text{ km}$ , se observa un cambio en el gradiente de  $\theta_e$ , seguido por una capa de transición tapada por un fuerte cambio en el gradiente vertical de humedad. A partir de aquí, se observa una menor disminución de la HR con la altitud que en la capa inferior. Esta capa es la SAL, que muestra un gradiente de  $\theta$  débil y positivo. Está coronada por el mínimo esperado en  $\theta_e$ , observado a 2.5 km, y un mínimo en HR  $< 10\%$ . Es interesante mencionar que la capa combinada MBL, TWL y SAL tiene, en S3, un perfil de HR más húmedo que en los escenarios S1 y S2, pero similar a los perfiles HR del escenario limpio CS1. Esto significa que las intrusiones de polvo en otoño-invierno de niveles bajos no afectan en absoluto a la humedad de la MBL; probablemente se debe a que en esta época del año las intrusiones de polvo tienen un recorrido más meridional y viajan sobre el océano Atlántico antes de llegar a Canarias, cargándose de humedad.

Se observa una diferencia entre los valores medios y la mediana en todos los niveles. Sin embargo, no hemos encontrado una reducción significativa de altura en el

nivel de 0°C en comparación con SC1, como ocurría en los dos escenarios anteriores, lo que es lógico ya que la troposfera libre no es impactada por la SAL en el escenario S3.

En este escenario también se observan dos capas diferentes en el perfil de extinción vertical (Fig. 3.11 (e)), por debajo del nivel de la estación IZO. La primera capa L1 es una capa bien mezclada que presenta un coeficiente de extinción promedio de  $0.080 \text{ km}^{-1}$ , aproximadamente el doble del valor encontrado en S1 a niveles bajos ( $0.042 \text{ km}^{-1}$ ). En este escenario las condiciones de polvo afectan de forma significativa a la estación de Santa Cruz y se mide más del doble del coeficiente de extinción encontrado en condiciones de limpieza, CS1, con  $\alpha \sim 0.034 \text{ km}^{-1}$ . Esta primera capa es representativa de la MBL y la TWL con influencia de polvo, mientras que la segunda capa, más elevada, está asociada a la SAL, con valores máximos de extinción ( $\sim 0.095 \text{ km}^{-1}$ ) situados a 1.4 km de altura. Las condiciones troposfera libre limpia ( $0.018 \text{ km}^{-1}$ ) se observan por encima de la STI.

### **3.2.5 Impacto de la SAL en la estructura vertical de la atmósfera en el Atlántico Norte subtropical**

Con el objetivo de evaluar el impacto del polvo en la estructura vertical de la troposfera subtropical, en la Fig. 3.12 se muestran las diferencias absolutas en los perfiles de T, HR y  $\alpha$ , entre los escenarios de polvo y limpios. Con esta información, podemos describir la capa SAL como una capa más caliente, en comparación con el escenario limpio, en niveles bajos, pero más fría en su parte superior. La magnitud de la diferencia de temperatura depende del escenario (Fig. 3.12 (a y b)). Esta diferencia es baja en otoño-invierno, cuando la capa SAL está confinada en niveles inferiores (escenario S3). En este escenario, se observa que el tope de la SAL (a  $\sim 2 \text{ km}$ ) es  $\sim 2^\circ\text{C}$  más fría y su parte inferior no muestra calentamiento ni enfriamiento significativo en comparación con las condiciones limpias. En el caso de los escenarios S1 y S2, las diferencias son realmente apreciables, entre  $5\text{-}7^\circ\text{C}$  y  $4\text{-}5^\circ\text{C}$  más cálidos en la parte inferior de la SAL, respectivamente, debido a la advección caliente de las masas de aire con polvo procedentes del Sahara, y  $\sim 4^\circ\text{C}$  más fríos cerca de su cima, situada a 6.5 km en ambos casos (Tabla 3.8). El calentamiento neto dentro de la capa SAL se atribuye a

la absorción de radiación onda corta por parte del polvo mineral, cuyo efecto predomina sobre el enfriamiento por radiación de onda larga, como se detalló en la introducción. Esta conclusión está de acuerdo con los resultados encontrados por Carlson y Benjamin (1980), Wong et al. (2009), Chen et al. (2010).

Las anomalías frías, por encima de la capa SAL, podrían estar relacionadas con el enfriamiento adiabático del aire cálido debido a su fuerte ascenso vertical, como se ha atribuido en algunos estudio previos (Dunion y Marron, 2008, Wong et al., 2009, Chen et al. 2010), o bien estar asociadas con la advección de la capa de aire sahariano. En estudios posteriores está previsto realizar una modelización para analizar el proceso físico que da lugar a estas anomalías frías encima de la SAL.

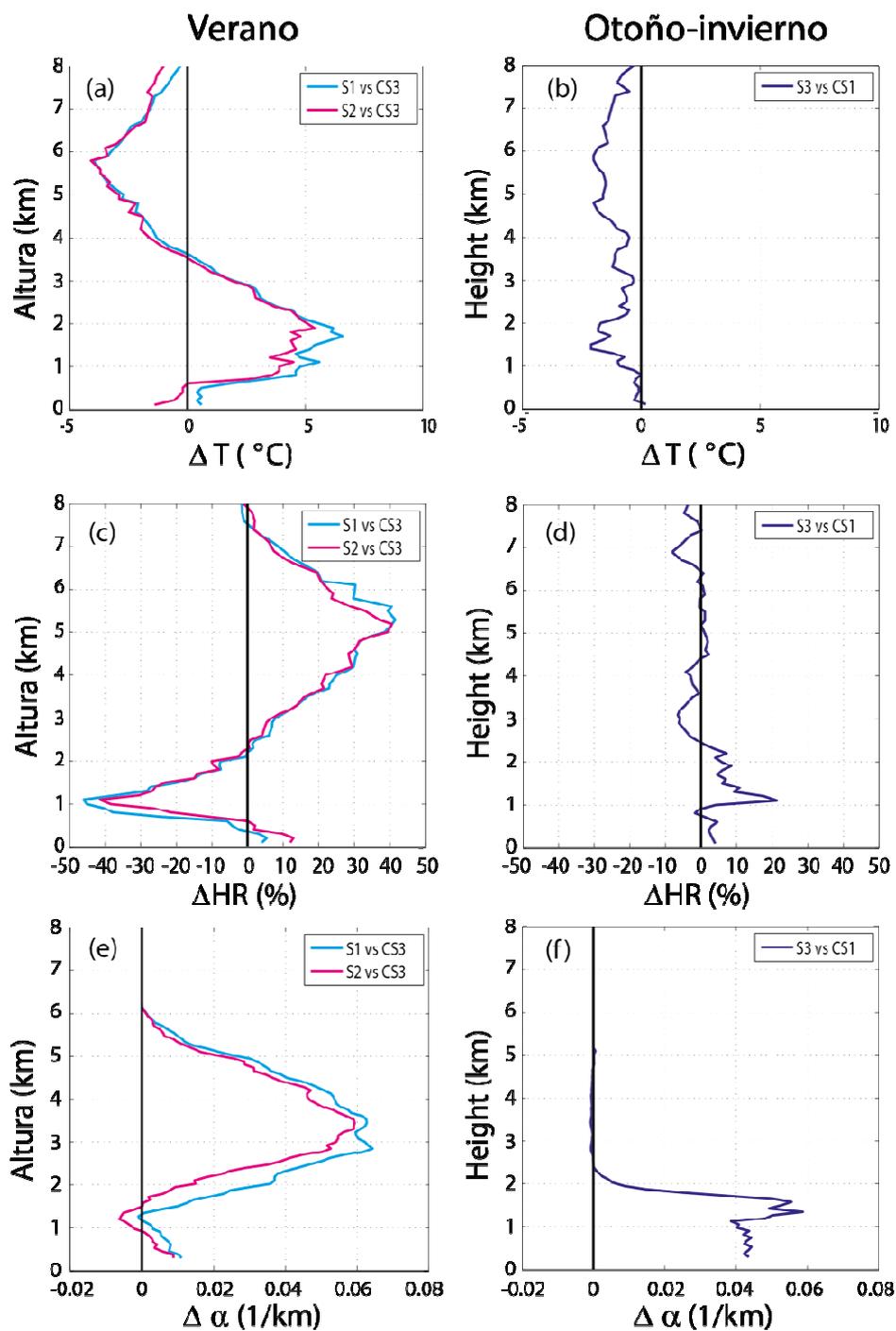


FIG. 3.12. (Barreto et al., 2017) Diferencias absolutas entre escenarios de polvo y limpios de los parámetros temperatura (a y b), humedad relativa (c y d) y coeficiente de extinción (e y f) para verano (1<sup>a</sup> columna) y otoño-invierno (2<sup>a</sup> columna), respectivamente.

A pesar de que la SAL sea la manifestación de la capa convectiva continental sahariana sobre el océano, y contenga niveles de humedad relativamente bajos (en torno a un 40%), lo cierto es que estos niveles de humedad son muy superiores a los que se observan en la troposfera libre subtropical limpia de polvo, que se encuentran por debajo de un 20% normalmente. La advección de la SAL sobre el Atlántico Subtropical a niveles medios provoca que tenga un fuerte impacto en la humedad relativa, como se constata en los resultados presentados por Dunion y Marron (2008) o Andrey et al. (2014). Nuestros resultados (Fig. 3.12 (c y d)) muestran una capa SAL con la HR más baja en su base, con diferencias absolutas del  $\sim -40\%$  para los escenarios S1 y S2 y el aumento de la HR con la altitud hasta un máximo  $\sim 40\%$  cerca de la parte superior de la SAL. Es interesante subrayar la disminución observada en la HR en la parte inferior de la SAL y en la MBL en escenarios con polvo, encontrada incluso en el escenario S2, en el que la intrusión de polvo no se sitúa en niveles bajos; cómo se sugirió en el análisis de este escenario, podría ser debido a la presencia de polvo residual por deposición gravitacional.

El valor pico de  $\Delta\alpha$  se encuentra a la altitud del contenido máximo de aerosoles (2.85 km, 3.45 km y 1.35 km, para los escenarios S1, S2 y S3, respectivamente). Es interesante destacar que en la TWL del escenario S2 ( $\sim 1.5$  km), se encuentran condiciones incluso más limpias que en CS3 (Fig. 3.12 (e y f)), situación ésta para la que no se ha encontrado aún una explicación satisfactoria. Los meses de verano sufren un número elevado de episodios de intrusiones de polvo sahariano (Fig. 3.9), por lo que los coeficientes de extinción medidos bajo escenario limpio en verano (CS3) en comparación con los escenarios limpios en otras épocas del año (CS1, CS2 y CS4), podrían ser el resultado de restos de polvo de intrusiones en días precedentes, ya que la limpieza de la atmósfera no es inmediata.

La SAL parece tener, además, una notable influencia sobre la nucleación heterogénea de nubes de hielo. Las partículas de polvo pueden actuar como núcleos de condensación de nubes (Zhang et al., 2007), especialmente las formadas por sulfatos o nitratos (Gong et al., 2010). En este punto debemos resaltar el hecho de que, muy probablemente, un número de partículas de polvo procedentes del Sahara se vean “envueltas” por contaminantes antrópicos (sulfatos, nitratos) de emisiones industriales

en el norte de África, tal y como demuestran Rodríguez et al. (2011). La eficacia del polvo para actuar como núcleos de hielo se incrementa con el tamaño de las partículas (Weinzierl et al., 2016). Podemos interpretar algunos de los resultados anteriores en términos del impacto del polvo en la nucleación heterogénea. Sabemos que la nucleación de las partículas de hielo en la atmósfera se produce de forma homogénea, a  $T \leq -37^\circ\text{C}$ , en ausencia de partículas para catalizar la formación de hielo, y también por procesos de nucleación heterogénea debido a la presencia de partículas nucleantes. Este último proceso puede ocurrir a cualquier temperatura por debajo de  $0^\circ\text{C}$ , e involucra típicamente a nubes de fase mixta compuestas de cristales de hielo y gotas de agua superenfriadas a nivel medio (Murray et al., 2012). También cirros formados por nucleación heterogénea de polvo a niveles más altos (Kuebbeler et al., 2014).

Muchos artículos en la literatura se han centrado en estudiar el papel del polvo mineral como núcleo de condensación de hielo y evaluar la mejora de los procesos heterogéneos de nucleación de hielo por la presencia de polvo (DeMott et al., 2003, Sassen et al., 2003, Gong et al., 2010, Wang et al., 2015, Boose et al., 2016). Un ejemplo se puede encontrar en el artículo de Gong et al. (2010), que mostró que el polvo mineral potencia considerablemente la nucleación heterogénea y la congelación a temperaturas muy superiores a  $-40^\circ\text{C}$ , resultando una mayor concentración de núcleos de congelación. Del mismo modo, Sassen et al. (2003) demostraron que el polvo sahariano es capaz de generar núcleos de congelación en los altocúmulos, en el límite superior de esta capa de polvo transportada, a temperaturas inusualmente cálidas, entre  $-5^\circ\text{C}$  y  $-9^\circ\text{C}$ . En nuestro trabajo de investigación, hemos identificado, en las Fig. 3.11 (a y c), correspondientes a los escenarios S1 y S2, afectados por el polvo a niveles altos, un número importante de valores atípicos de extinción, a partir del nivel de  $0^\circ\text{C}$ , claramente identificados por la creciente desviación entre los valores de la media y la mediana. Hemos atribuido estos valores atípicos a la mayor presencia de nubes (altoestratos) en la región, con elevada humedad relativa en la parte superior de la capa SAL, no filtradas como nubes por el cribado de nubes del lidar. Como ya se explicó en el estudio de Parker et al. (2005), esta capa característica, que consiste típicamente de altocúmulos y altoestratos, se encuentra comúnmente en la parte superior de la zona casi adiabática del perfil, es decir, en la región superior de la SAL.

Con el objetivo de confirmar la mayor incidencia de nubes de nivel medio y alto cuando el polvo está presente, hemos realizado una estadística de las nubes usando el coeficiente de extinción. Se considera que hay nube cuando la visibilidad se reduce a valores  $<5$  km si la capa molecular comienza desde nivel de superficie, según los criterios de la Organización Meteorológica Mundial (WMO N° 306, 2014), o cuando la visibilidad se reduce a valores  $<10$  km, si la capa molecular comienza por encima del nivel de superficie. Con este criterio hemos identificado más de 10 millones de nubes en los perfiles verticales lidar (con una resolución en altura de 75 m) en el período de 8 años, que corresponden a 1828 días diferentes. Presentamos en la Fig. 3.13 (a) los histogramas correspondientes para los escenarios de verano (julio y agosto), S1, S2 y CS3, y en Fig. 3.13 (b) los que corresponden a otoño-invierno, S3 y CS1.

Estos resultados demuestran la notable reducción de las nubes bajas cuando la SAL, situada a niveles altos (escenarios S1 y S2), impacta la troposfera subtropical, en comparación con el escenario limpio (CS3) en verano, Fig. 3.13 (a)). Al mismo tiempo se constata la mayor ocurrencia de nubes de nivel medio y alto. Estas nubes están, predominantemente, en los niveles medios, principalmente localizadas entre 5 y 7 km de altura, coincidiendo con la parte superior de la SAL (STI), donde también observábamos un máximo secundario en la humedad relativa. Las nubes de nivel medio, en condiciones de SAL, se detectan después del pico en HR (45% -50%) y también a altitudes por encima de  $0^{\circ}\text{C}$ , situadas a temperaturas relativamente cálidas, aproximadamente entre  $-3^{\circ}\text{C}$  y  $-20^{\circ}\text{C}$ , lo que está de acuerdo con estudios previos (Sassen et al., 2003). En contraposición, no hemos observado ninguna característica significativa en el caso de la comparación entre escenarios limpios y con presencia de la SAL en otoño-invierno; CS1 frente a S3.

La intrusión de la SAL produce un impacto en la estructura vertical de la atmósfera, disminuyendo la temperatura y aumentando la humedad a niveles medios. Esta interacción, unida a que las partículas de polvo pueden actuar como núcleos de condensación y/o congelación, más aún si están recubiertas de contaminantes, podrían potenciar la nucleación heterogénea. El resultado son nubes ligeramente superenfriadas, donde las condiciones de humedad y temperatura son favorables, es decir, cerca de la parte superior de la SAL (STI). Este incremento de nubes de nivel medio, cuando el

polvo está presente, podría tener un impacto significativo sobre el balance radiativo atmosférico.

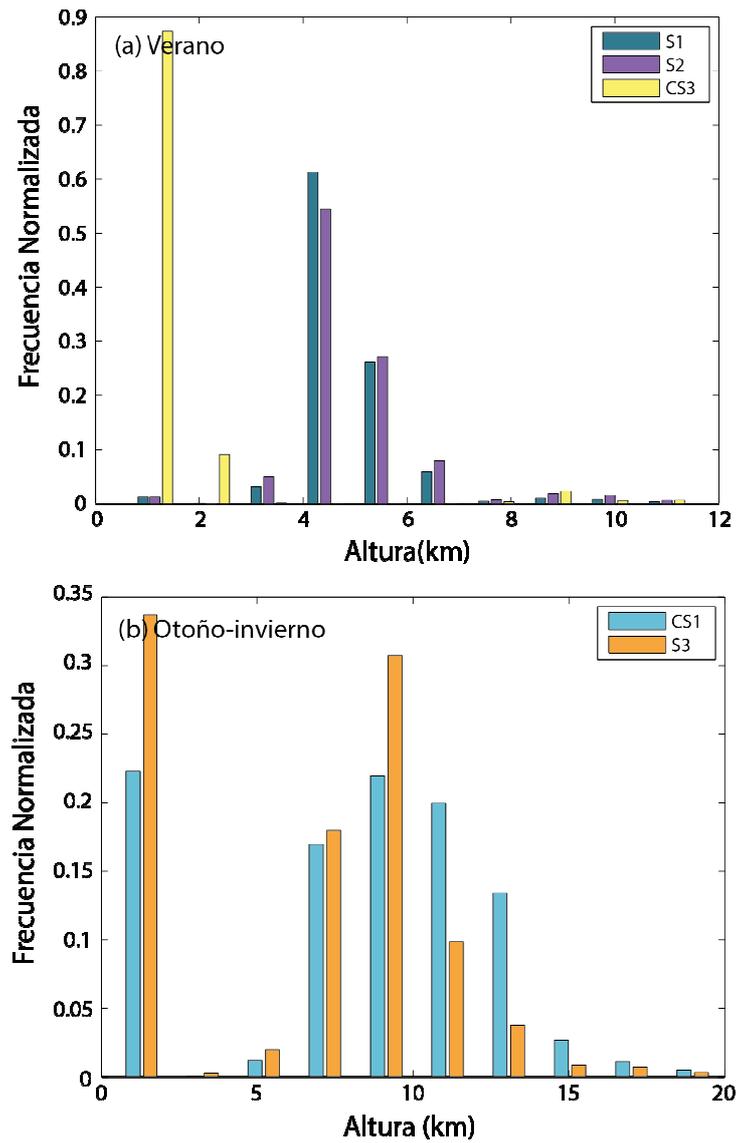


Fig. 3.13. (Barreto et al., 2017) Histogramas normalizados de frecuencia de nubes identificadas, en la columna vertical, en los escenarios de (a) verano y (b) otoño-invierno, bajo condiciones limpias y de polvo, entre 2007 y 2014.

## 4. CONCLUSIONES

---

*“En lo tocante a ciencia, la autoridad de un millar no es superior al humilde razonamiento de un hombre”.*

*Galileo Galilei*

La característica más destacable de los sondeos verticales en la troposfera subtropical sobre el Atlántico Norte es, sin duda, la existencia de capas de gran estabilidad, que son el resultado de diferentes fenómenos físicos: la inversión que corona la Capa Límite Marina (MBL), la inversión de subsidencia (TWI), la inversión de los 0°C y la inversión asociada a la Capa de aire del Sáhara (SAL). De entre todas estas zonas de estabilidad destacan, por su persistencia, las que se generan por debajo de los 700 hPa.

El análisis de la estabilidad troposférica a lo largo del lado este subtropical del Atlántico Norte, se realizó utilizando una larga serie de datos de radiosondeos meteorológicos. Se utilizaron un total de 43.262 radiosondeos lanzados desde los archipiélagos de Canarias (Tenerife), Madeira (Madeira) y Azores (Terceira), durante un período de unos 30 años.

Un porcentaje significativo de sondeos presenta dos capas de inversión simultáneas, por debajo de 700 hPa, entre el 17% (Azores) y el 33% (Güimar, Islas Canarias), siendo más frecuente encontrar estas dos capas en las estaciones situadas al sur y durante el verano. Hasta ahora no se había prestado atención a esta doble estructura en la estabilidad, siendo un objetivo de este estudio caracterizar físicamente estas inversiones, que normalmente se refuerzan, aproximadamente, a 900 y 800 hPa. Este estudio ha demostrado que la primera inversión se asocia con la parte superior de la MBL, cerca de 900 hPa, donde se mide un gradiente vertical máximo en la razón de

mezcla. Esta disminución de humedad, en Canarias y Madeira, es más del doble que la asociada con la segunda inversión, TWI. Por otro lado, el pico de estabilidad cerca de 800 hPa se asocia con la TWI y coincide con una cizalladura horizontal máxima del viento, cuya dirección gira abruptamente en sentido antihorario cuando ascendemos a través de la TWI.

Las diferencias estacionales y latitudinales en las inversiones MBL y TWI se relacionan con las variaciones de la subsidencia a gran escala. En consecuencia, el aumento de subsidencia durante los meses de verano, especialmente en las estaciones situadas al sur, produce un reforzamiento de la primera inversión, y un hundimiento similar de la altitud de ambas capas. Se ha propuesto un modelo conceptual simple que explica el fortalecimiento de la inversión MBL y la baja altitud de ambas inversiones durante el verano. Una mayor subsidencia provoca un movimiento descendente de la cima de la inversión MBL, a lo largo de la adiabática seca, mientras que su base desciende a lo largo de la adiabática saturada, dando como resultado un calentamiento diferencial, y por tanto, un reforzamiento de esta inversión.

Aunque en estudios anteriores se medía un incremento en la altitud de la capa de inversión a medida que nos acercamos al Ecuador, y una disminución latitudinal en su fortaleza, en este estudio y en el rango latitudinal entre 28°N y 40°N, se observa lo contrario. Este resultado se puede explicar por la ausencia de un gradiente latitudinal de la temperatura superficial del mar (SST) durante los meses de verano en esta zona, cuando la subsidencia es alta, y una mayor subsidencia en el flanco sur de la banda latitudinal analizada.

Más del 50% de los sondeos muestran una única inversión entre 1000 y 700 hPa. Esta inversión se localiza, aproximadamente, entre los niveles en los que encontramos la inversión MBL y la TWI, cuando estas se observan simultáneamente, pero más cerca de la altitud de la inversión MBL cuando nos desplazamos hacia el sur. En términos de gradiente de temperatura, el espesor y la disminución en la relación de mezcla, una capa de inversión se asocia claramente con la MBL, excepto en Santa Cruz, donde la capa única de inversión revela características comunes a ambas inversiones.

Las intrusiones de polvo mineral, como consecuencia del desplazamiento de la capa convectiva africana sobre el océano atlántico subtropical, provocan un gran impacto en la estructura vertical de la atmósfera subtropical. A pesar de que la evolución de la SAL ha sido objeto de numerosas investigaciones, se ha prestado poca atención a las variaciones estacionales y al impacto radiativo que ejerce en los perfiles atmosféricos verticales, debido a la falta de observaciones a largo plazo de su estructura vertical.

Nuestra zona de estudio está caracterizada por procesos de subsidencia a gran escala y fuertemente influida por el transporte de polvo mineral procedentes del Sáhara, la mayor región emisora de polvo a escala global. En este trabajo se han analizado 8 años de datos de perfiles verticales de extinción óptica obtenidos con un Lidar micropulsado (MPL) instalado en Santa Cruz de Tenerife, y de sondeos verticales realizados en la estación de Güímar (Tenerife), entre 2007 y 2014, para caracterizar la SAL y analizar su impacto en la estructura vertical de la atmósfera. Debido a las singulares características de la topografía de Tenerife, tenemos la oportunidad de trabajar con el método de dos capas, con datos extraídos de la Capa Límite Marina (estación SCO: Santa Cruz) y de la Troposfera libre subtropical (estación IZO: Izaña). Hemos definido cuatro escenarios diferentes: limpio (CS), que a su vez se subdivide en 4 sub-escenarios según la época del año, S1 (polvo en MBL y troposfera libre), S2 (polvo en troposfera libre) y S3 (polvo en MBL) y trabajado con sondeos con gran estratificación vertical, es decir, sondeos en los que se detectan, simultáneamente, dos inversiones por debajo de 750 hPa, la inversión MBL y la TWI. Los meses de julio y agosto (escenarios S1 y S2) son los más afectados por las intrusiones de polvo, con gran diferencia respecto al resto del año. En los meses de otoño-invierno (escenario S3) también se detectan episodios de intrusiones a niveles bajos.

Desde un punto de vista termodinámico, la baja troposfera se calienta en presencia de la SAL, en comparación con el escenario limpio; entre 4-7°C más cálida en la base, debido a la advección caliente de las masas de aire sahariano y a la absorción de radiación de onda corta por parte de las partículas del polvo. Sin embargo en la parte superior de la SAL (unos 6.5 km de altitud) se produce un enfriamiento de ~4°C. Asimismo se observa que durante los episodios de intrusión de polvo la altura de la

isocero desciende aproximadamente 400m, confirmando la presencia de aire más frío a niveles altos. Es interesante destacar el reforzamiento de la TWI como resultado del efecto de la SAL; en los escenarios con presencia de la SAL, S1 y S2, se mide una diferencia de temperatura, entre la base y la cima de la inversión, de 2.2°C, 0.9°C mayor que en el escenario limpio.

A pesar de que la SAL sea la manifestación de la capa convectiva continental sahariana sobre el océano, y contenga niveles de humedad relativamente bajos (en torno a un 40%), lo cierto es que estos niveles de humedad son muy superiores a los que se observan en la troposfera libre subtropical limpia de polvo, que se encuentran por debajo de un 20% en condiciones normales (no SAL). Por tanto, la advección de la SAL, a niveles medios, provoca un fuerte impacto en la humedad atmosférica. En promedio se detecta una HR más baja en la base de la SAL, con diferencias absolutas del ~-40% y un aumento de la HR con la altitud hasta un máximo ~40% cerca de su parte superior. En la inversión de la MBL se detecta una rápida disminución de la humedad, que podría estar asociada al máximo contenido de aerosoles  $\alpha$  encontrado a esta altitud. Debido a su crecimiento higroscópico, los aerosoles pueden actuar como desecantes. Es destacable que el perfil de humedad del escenario limpio, en septiembre-octubre, es el más húmedo (en el tope de la MBL es aproximadamente un 30% más húmedo que el resto de escenarios), incremento que se puede atribuir al máximo de la SST. En la cima de la TWI, que en los escenarios de polvo S1 y S2 se encuentra ligeramente por debajo de 1.7 km, la HR es mínima (~10%) y el mínimo en  $\theta_e$  indica la división entre diferentes masas de aire. Por encima de la inversión TWL encontramos, bajo la influencia de la SAL, un pico en la HR (>47% a 5.6 km de altura) aproximadamente un kilómetro por debajo de la parte superior de la SAL (STI).

Nuestros resultados han revelado que, en caso de condiciones limpias, la capa límite planetaria (PBL) está relativamente bien mezclada con valores en el coeficiente de extinción  $\alpha \sim 0.035 \text{ km}^{-1}$ . Las condiciones significativamente más limpias se observan en la troposfera libre subtropical, para la que hemos establecido un valor umbral  $\alpha < 0.018 \text{ km}^{-1}$  (medido en el nivel IZO en las condiciones más limpias). La inversión MBL, incluso visible en promedios verticales de temperatura, está asociada a bajos valores de extinción, y parece separar la MBL y TWL, dentro de la PBL. El contenido máximo de

aerosoles se encuentra a la altitud de 2.85 km, 3.45 km y 1.35 km, para los escenarios S1, S2 y S3, respectivamente.

Cuando la Capa Límite Convectiva Africana afecta a las dos estaciones (escenario S1), normalmente en verano, un aumento importante en  $\alpha$  se mide en todos los niveles, y en el caso de la PBL los valores de  $\alpha$  son dos veces los encontrados bajo condiciones limpias. En caso del escenario S2, también normalmente en verano, en el que el polvo mineral no está presente en el nivel más bajo, se miden valores de  $\alpha$  en superficie más altos que en condiciones típicamente limpias debido, probablemente, a la presencia de polvo residual, por deposición gravitacional. Sin embargo, en la TWL de este escenario S2 (hasta  $\sim 1.5$  km), se miden valores de extinción incluso menores que en el escenario limpio, sugiriendo que está desacoplada de la capa de polvo situada encima. Finalmente, en el escenario S3, que se produce normalmente en invierno y principios de primavera, y en el que el polvo solo está presente en niveles inferiores, vemos en la vertical capas desacopladas de forma similar, pero comprimidas en los primeros 2 km de altura, con coeficientes de extinción de hasta  $0.095 \text{ km}^{-1}$  en el pico de SAL (situado a 1.35 km).

En los escenarios limpios se detectan, a su vez, restos de polvo de intrusiones precedentes. Es llamativo del caso del escenario limpio en los meses de septiembre-octubre, en el que se miden valores de extinción de  $0.033 \text{ km}^{-1}$  en la TWL,  $\sim 1.8$  km de altitud, un valor medio de  $\alpha$  considerablemente superior al resto de casos. Es posible que el máximo en la temperatura superficial del mar, observado esta época del año, favorezca los movimientos convectivos ascendentes que son bloqueados por la TWI, produciendo como resultado una concentración del polvo.

La SAL parece tener, además, una notable influencia sobre la nucleación heterogénea de nubes de hielo. Además de crear condiciones favorables, disminuyendo la temperatura y aumentando la humedad a niveles medios, las partículas de polvo mineral, probablemente envueltas por contaminantes de emisiones antrópicas procedentes del norte de África, pueden actuar como núcleos de condensación. En los escenarios afectados por el polvo, a niveles altos (S1 y S2), se ha observado un incremento notable de la nubosidad media (alto-cumulos y alto-estratos), localizada en la parte superior de la SAL, por encima del nivel de  $0^\circ\text{C}$  (entre 5 y 7 km de altura) y a

temperaturas relativamente cálidas (entre  $-3^{\circ}\text{C}$  y  $-20^{\circ}\text{C}$ ). Es probable que tales capas de nubes tengan un gran impacto en el balance radiativo en superficie.

En el trabajo de investigación y caracterización de la SAL hemos podido incrementar el conocimiento sobre su estructura vertical, a pesar de la limitación que supone utilizar un sistema lidar elástico de longitud de onda simple. Como primera aproximación parece suficientemente preciso dada la gran consistencia existente entre los perfiles verticales de extinción obtenidos con el lidar y los perfiles verticales termodinámicos obtenidos con los radiosondeos.

## FUTURAS INVESTIGACIONES

El calentamiento global es un hecho innegable que está afectando a amplias regiones del planeta. Los archipiélagos de la Macaronesia tienen un ecosistema rico en biodiversidad, sensible a las condiciones climáticas y, además, una economía con un alto peso del sector turístico dependiente por tanto de dichas condiciones. En futuras investigaciones se deberán incluir los cambios que se están produciendo en la estructura vertical de la atmósfera analizando las tendencias observadas en las inversiones de la baja troposfera que nos indicarán tendencias de la frecuencia y altitud del mar de nubes, vital en el clima de Canarias y su ciclo hidrológico.

En este trabajo ha quedado constatada y cuantificada la influencia de la SAL sobre la estructura vertical de la Troposfera subtropical en el Atlántico Norte. La variabilidad interanual, y multidecadal de las emisiones de polvo en el Sahara y de las intrusiones de polvo sobre el Atlántico Norte han sido analizadas en varios estudios, pero es necesario correlacionar estas tendencias con el impacto que producen en la estructura vertical de la troposfera subtropical del Atlántico Norte: el fortalecimiento de la TWI, las variaciones verticales en temperatura y humedad, y la formación de nubes a niveles medios.

El incremento de nubes medias, bajo la presencia de intrusiones de polvo mineral, es muy probable que tenga un gran impacto en el balance de energía en superficie; deben llevarse a cabo investigaciones para dilucidar los efectos radiativos de estas nubes de niveles medios ligeramente superenfriadas.

En lo que respecta al estudio de las inversiones de 0°C, señalar que la frecuencia de precipitaciones es muy baja en la zona de estudio, dificultando dicha investigación. Sin embargo en Azores, el número de días con precipitación superior o igual a 0.1 mm es elevado, registrándose estos valores en todas las islas con una frecuencia superior a 120 días por año (Mestre-Barceló et al., 2012). Esta frecuencia en las precipitaciones del

archipiélago de Azores podría ser utilizada para realizar un estudio pormenorizado de caracterización de la inversión de 0°C en esta región.

## Trabajos en proceso

En 2012, Martín et al. publicaron una evaluación del calentamiento global en la isla de Tenerife, analizando más de 60 años de datos de estaciones meteorológicas situadas a diferentes altitudes. Nuestros trabajos de investigación sobre detección de tendencias en las capas de estabilidad, están actualmente avanzando en las siguientes líneas:

1. Evaluar y confirmar dichas tendencias con datos de radiosondeos en atmósfera libre, realizando una comparativa con los resultados del artículo Martín et al. (2012) en las estaciones situadas a mayor altura, diferenciando entre sondeos nocturnos y diurnos para valorar así el impacto del suelo en las tendencias detectadas.
2. Realizar una comparativa de tendencias de temperatura, medidas con datos de estaciones meteorológicas y datos de reanálisis NCEP/NCAR y ERA-Interim. Una vez constatada la correlación, extender espacialmente la región de estudio con los datos de reanálisis. Este estudio permitirá valorar la idoneidad de los reanálisis para la obtención de tendencias en la región subtropical y el grado de acuerdo con observaciones tanto en tierra como de radiosondeos.

Analizar las tendencias de las capas de estabilidad de la Troposfera, inversiones MBL, TWI y SAL, mediante los parámetros que las caracterizan: presión, altura, temperatura, humedad, velocidad y dirección del viento; y sus diferencias entre la base y la cima de cada una de las inversiones.

# BIBLIOGRAFÍA

- Alastuey, A., Querol, X., Castillo, S., Escudero, M., Ávila, A., Cuevas, E., Torres, C., Romero, P.M., Expósito, F., García, O., Díaz, J.P., Dingenen, R. V., Putaud, J. P (2005). Characterisation of TSP and PM<sub>2.5</sub> at Izana and Sta. Cruz de Tenerife (Canary Islands, Spain) during a Saharan Dust Episode (July 2002). *Atmospheric Environment*, 39(26), 4715-4728.
- Albrecht, B. A. (1984). A model study of downstream variations of the thermodynamic structure of the trade winds. *Tellus A*, 36(2), 187-202.
- Albrecht B. A., C. S. Bretherton, D. Johnson, W. H. Scubert, and A. S. Frisch, (1995). The Atlantic Stratocumulus Transition Experiment—ASTEX. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 76, 889–904.
- Alappattu, D. P., & Kunhikrishnan, P. K. (2010). Observations of the thermodynamic structure of marine atmospheric boundary layer over Bay of Bengal, Northern Indian Ocean and Arabian Sea during premonsoon period. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 72(17), 1318-1326.
- Alonso-Pérez, S., Cuevas, E., Querol, X., Viana, M., & Guerra, J. C. (2007). Impact of the Saharan dust outbreaks on the ambient levels of total suspended particles (TSP) in the marine boundary layer (MBL) of the Subtropical Eastern North Atlantic Ocean. *Atmospheric Environment*, 41(40), 9468-9480.
- Andrey, J., Cuevas, E., Parrondo, M. C., Alonso-Pérez, S., Redondas, A., & Gil-Ojeda, M. (2014). Quantification of ozone reductions within the Saharan air layer through a 13-year climatologic analysis of ozone profiles. *Atmospheric environment*, 84, 28-34.
- Andrews, D. G. (2010). *An introduction to atmospheric physics*. Cambridge University Press.

- Ansmann, A. (2006). Ground-truth aerosol lidar observations: can the Klett solutions obtained from ground and space be equal for the same aerosol case?. *Applied optics*, 45(14), 3367-3371.
- Arya, S. P. (1988) Introduction to Micrometeorology. Academic Press Inc, Harcourt Brace Jovanovich, Publishers, San Diego, California, 307 pp.
- Augstein, E., Riehl, H., Ostapoff, F., & Wagner, V. (1973). Mass and energy transports in an undisturbed Atlantic trade-wind flow. *Monthly Weather Review*, 101(2), 101-111.
- Barreto, A., E. Cuevas, J. Carrillo, A. Berjón, C. Guirado, Y. Hernández, J. C. Guerra, and M. Yela. (2017) 8-years of vertical characterization of the Saharan Air Layer by lidar and radiosonde measurements at a North Atlantic subtropical site (*Manuscrito en preparación*).
- Blake, D. (1928). Temperature inversions at San Diego, as deduced from aerographical observations by airplane. *Monthly Weather Review*, 56(6), 221-224.
- Boose, Y., Sierau, B., García, M. I., Rodríguez, S., Alastuey, A., Linke, C., ... & Lohmann, U. (2016). Ice nucleating particles in the Saharan Air Layer. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(14), 9067-9087.
- Brasseur G, & Solomon S. (2005) Aeronomy of the middle atmosphere (third edition), Atmos. Oceanograph. Sci. Lib., Springer, Dordrecht, The Netherlands, 369 ff.
- Bravo-Aranda, J. A., Titos, G., Granados-Muñoz, M. J., Guerrero-Rascado, J. L., Navas-Guzmán, F., Valenzuela, A., ... & Alados-Arboledas, L. (2015). Study of mineral dust entrainment in the planetary boundary layer by lidar depolarization technique. *Tellus B*, 67.
- Busch, N., Ebel, U., Kraus, H., & Schaller, E. (1982). The structure of the subpolar inversion-capped ABL. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 31(1), 1-18.
- Campbell, J. R., Hlavka, D. L., Welton, E. J., Flynn, C. J., Turner, D. D., Spinhirne, J. D., Scott, V.S., & Hwang, I. H. (2002). Full-time, eye-safe cloud and aerosol lidar observation at atmospheric radiation measurement program sites: Instruments and

- data processing. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(4), 431-442.
- Cao, G., Giambelluca, T. W., Stevens, D. E., & Schroeder, T. A. (2007). Inversion variability in the Hawaiian trade wind regime. *Journal of Climate*, 20(7), 1145-1160.
- Carlson, T. N., & Benjamin, S. G. (1980). Radiative heating rates for Saharan dust. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(1), 193-213.
- Carlson, T. N., & Prospero, J. M. (1972). The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic. *Journal of applied meteorology*, 11(2), 283-297.
- Carrillo, J., Guerra, J. C., & Cuevas, E. (2011). Study of vertical distribution of temperature anomalies in the subtropical troposphere over Canary Islands, *Geophysical Research Abstracts* Vol. 13, EGU2011-9107, 2011, EGU General Assembly 2011.
- Carrillo, J., Guerra, J. C., Cuevas, E., & Barrancos, J. (2016). Characterization of the marine boundary layer and the trade-wind inversion over the sub-tropical North Atlantic. *Boundary-Layer Meteorology*, 158(2), 311-330, doi:10. 1007/ s10546-015-0081-1.
- Chambers, S. D., Williams, A. G., Crawford, J., & Griffiths, A. D. (2015). On the use of radon for quantifying the effects of atmospheric stability on urban emissions. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(3), 1175-1190.
- Chen, Y. L., & Feng, J. (2001). Numerical simulations of airflow and cloud distributions over the windward side of the island of Hawaii. Part I: The effects of trade wind inversion. *Monthly weather review*, 129(5), 1117-1134.
- Chen, S. H., Wang, S. H., & Waylonis, M. (2010). Modification of Saharan air layer and environmental shear over the eastern Atlantic Ocean by dust-radiation effects. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D21), doi:10.1029/2010JD014158.

- Ciesielski, P. E., Schubert, W. H., & Johnson, R. H. (2001). Diurnal variability of the marine boundary layer during ASTEX. *Journal of the atmospheric sciences*, 58(16), 2355-2376.
- Cuevas, E. (1995). Estudio del comportamiento del ozono troposférico en el observatorio de Izaña (Tenerife) y su relación con la dinámica atmosférica. Ph D Thesis, Universidad Complutense de Madrid.
- Cuevas, E., González, Y., Rodríguez, S., Guerra, J. C., Gómez-Peláez, A. J. , Alonso-Pérez, S., Bustos, J., Milford, C. (2013). Assessment of atmospheric processes driving ozone variations in the subtropical North Atlantic free troposphere. *Atmos Chem Phys* 13:1973–1998
- Dorta Antequera, P. (1996). Las inversiones térmicas en Canarias. *Investigaciones geográficas, n° 15, 1996, pp. 109-124.*
- Dorta, P. (2000). Algunas notas sobre la evolución histórica y metodológica de los estudios del clima de Canarias: estado actual de la cuestión. XIII *Coloquios de Historia Canario-Americana*; VIII Congreso Internacional de Historia de America (AEA) (1998). ISBN 84-8103-242-5, 1602-1620.
- Dunion, J. P., & Marron, C. S. (2008). A reexamination of the Jordan mean tropical sounding based on awareness of the Saharan air layer: Results from 2002. *Journal of Climate*, 21(20), 5242-5253.
- DeMott, P. J., Sassen, K., Poellot, M. R., Baumgardner, D., Rogers, D. C., Brooks, S. D., Prenni, A. J. & Kreidenweis, S. M. (2003). African dust aerosols as atmospheric ice nuclei. *Geophysical Research Letters*, 30(14), doi:10.1029/2003GL017410.
- Engelstaedter, S., Tegen, I., & Washington, R. (2006). North African dust emissions and transport. *Earth-Science Reviews*, 79(1), 73-100.
- Fernald, F. G. (1984). Analysis of atmospheric lidar observations- Some comments. *Applied optics*, 23(5), 652-653.

- Herrera, R. G., Puyol, D. G., Martín, E. H., Presa, L. G., & Rodríguez, P. R. (2001). Influence of the North Atlantic oscillation on the Canary Islands precipitation. *Journal of climate*, 14(19), 3889-3903.
- Giambelluca, T. W., & Nullet, D. (1991). Influence of the trade-wind inversion on the climate of a leeward mountain slope in Hawaii. *Climate Research*, 207-216.
- Goudie, A. S., & Middleton, N. J. (2001). Saharan dust storms: nature and consequences. *Earth-Science Reviews*, 56(1), 179-204.
- Grindinger, C. M. (1992). *Temporal variability of the trade wind inversion: Measured with a boundary layer vertical profiler. Master's thesis* (No. AD-A-258189/0/XAB; AFIT/CI/CIA--92-098). Air Force Inst. of Tech., Wright-Patterson AFB, OH (United States).
- Guerra J.C., Arencibia M.T., Meneses J., González L. (2002). Apuntes de Termodinámica de la Atmósfera, Ed. Campus, ISBN: 84-932291-7-2.
- Guerra J.C., Rodríguez S., Arencibia M.T. y García M.D.. 2004, Study on the formation and transport of ozone in relation to the air quality management and vegetation protection in Tenerife (Canary Islands). *Chemosphere* 56, 1157-1167. doi:10.1016/j.chemosphere.2004.03.017.
- Guerra, J. C., Carrillo, J., Rodríguez, J., Arencibia, M. T., & Cuevas, E. (2007, October). Thermodynamic structure of the lower subtropical troposphere over the Canary Islands. In *Proceedings of the 7th Annual Meeting of the European Meteorological Society, El Escorial, Madrid, Spain* (Vol. 15).
- Gong, W., Min, Q., Li, R., Teller, A., Joseph, E., & Morris, V. (2010). Detailed cloud resolving model simulations of the impacts of Saharan air layer dust on tropical deep convection—Part 1: Dust acts as ice nuclei. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 10(5), 12907-12952.
- Guirado-Fuentes, C. (2015). Caracterización de las propiedades de los aerosoles en columna en la región subtropical. Ph D thesis, Universidad de Valladolid, Spain.

- Gutnick, M. (1958). Climatology of the trade-wind inversion in the Caribbean. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 39, 410-420.
- Hartmann, D. L., Ockert-Bell, M. E., & Michelsen, M. L. (1992). The effect of cloud type on Earth's energy balance: Global analysis. *Journal of Climate*, 5(11), 1281-1304.
- Hodge, M. W. (1956). Superadiabatic lapse rates of temperature in radiosonde observations. *Monthly Weather Review*, 84(3), 103-106.
- Hoinka, K. P. (1998). Statistics of the global tropopause pressure. *Monthly Weather Review*, 126(12), 3303-3325.
- Hu, Y., & Fu, Q. (2007). Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(19), 5229-5236.
- Iglewicz, B., & Hoaglin, D. C. (1993). How to detect and handle outliers. ASQC basic references in quality control. *Milwaukee, WI: American Society for Quality Control*.
- IPCC: Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. & Midgley, P. M. (2013). Climate change 2013: The physical science basis. *Intergovernmental Panel on Climate Change, Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report (AR5)(Cambridge Univ Press, New York)*.
- Iribarne J. V. y Godson W. L. (1996). Termodinámica de la atmósfera. Serie monografías, Ministerio de Medio Ambiente, Dirección General del Instituto Nacional de Meteorología. Spain.
- Jaatinen, J., Kajosaari, S., & Oyj, V. (2000, November). Loran-C based windfinding in Meteorology. In *29th annual convention & technical syposium of the international LORAN association (ILA)*.
- Johnson, R. H., Ciesielski, P. E., & Hart, K. A. (1995). Tropical inversions near the 0 C level. *Journal of the atmospheric sciences*, 53(13), 1838-1855.

- Johnson, R. H., Rickenbach, T. M., Rutledge, S. A., Ciesielski, P. E., & Schubert, W. H. (1999). Trimodal characteristics of tropical convection. *Journal of climate*, *12*(8), 2397-2418.
- Karlsson, J., Svensson, G., Cardoso, S., Teixeira, J., & Paradise, S. (2010). Subtropical cloud-regime transitions: Boundary layer depth and cloud-top height evolution in models and observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *49*(9), 1845-1858, doi:10.1175/2010JAMC2338.1
- Karyampudi, V. M., & Carlson, T. N. (1988). Analysis and numerical simulations of the Saharan air layer and its effect on easterly wave disturbances. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *45*(21), 3102-3136.
- Kinne, S., Schulz, M., Textor, C., Guibert, S., Balkanski, Y., Bauer, S. E., Berntsen, T., Berglen, T. F., Boucher, O., Chin, M., Collins, W., Dentener, F., Diehl, T., Easter, R., Feichter, J., Fillmore, D., Ghan, S., Ginoux, P., Gong, S., Grini, A., Hendricks, J., Herzog, M., Horowitz, L., Isaksen, I., Iversen, T., Kirkevåg, A., Kloster, S., Koch, D., Kristjansson, J. E., Krol, M., Lauer, A., Lamarque, J. F., Lesins, G., Liu, X., Lohmann, U., Montanaro, V., Myhre, G., Penner, J., Pitari, G., Reddy, S., Seland, O., Stier, P., Takemura, T., and Tie, X. (2006). An AeroCom initial assessment—optical properties in aerosol component modules of global models, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*, 1815-1834.
- Klein, S. A. (1997). Synoptic variability of low-cloud properties and meteorological parameters in the subtropical trade wind boundary layer. *Journal of climate*, *10*(8), 2018-2039, doi:10.1175/1520-0442(1997)010<2018:SVOLCP>2.0.CO;2.
- Klett, J. D. (1985). Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios. *Applied Optics*, *24*(11), 1638-1643.
- Kloesel, K. A., & Albrecht, B. A. (1989). Low-level inversions over the tropical Pacific—Thermodynamic structure of the boundary layer and the above-inversion moisture structure. *Monthly weather review*, *117*(1), 87-101.

- Kuebbeler, M., Lohmann, U., Hendricks, J., & Kärcher, B. (2014). Dust ice nuclei effects on cirrus clouds. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(6), 3027-3046, doi:10.5194/acp-14-3027-2014.
- Leclerc, M. Y., Shaw, R. H., Hartog, G. D., & Neumann, H. H. (1990). The influence of atmospheric stability on the budgets of the Reynolds stress and turbulent kinetic energy within and above a deciduous forest. *Journal of Applied Meteorology*, 29(9), 916-933.
- Ma, C. C., Mechoso, C. R., Robertson, A. W., & Arakawa, A. (1996). Peruvian stratus clouds and the tropical Pacific circulation: A coupled ocean-atmosphere GCM study. *Journal of Climate*, 9(7), 1635-1645.
- Malkus, J. S. (1956). On the maintenance of the trade winds. *Tellus* 8:335–350.
- Mann, H. B., & Whitney, D. R. (1947). On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. *The annals of mathematical statistics*, 50-60.
- Martín, J. L., Bethencourt, J., & Cuevas-Agulló, E. (2012). Assessment of global warming on the island of Tenerife, Canary Islands (Spain). Trends in minimum, maximum and mean temperatures since 1944. *Climatic Change*, 114(2), 343-355, doi:10.1007/s10584-012-0407-7.
- Marzol, M. V. (2001) El Clima. In: Fernández-Palacios J. M., Martín-Esquível J. L. (eds) “Naturaleza de las Islas Canarias. Ecología y conservación”. *Publicaciones Turquesa*, S/C de Tenerife, pp 87–93.
- Marzol, M., Yanes, A., Romero, C., Brito de Azevedo, E., Prada, S., & Martins, A. (2006). Caratéristiques des précipitations dans les îles de la Macaronésie (Açores, Madère, Canaries et Cap Vert). In *XIX Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Épernay (France)* (pp. 415-420).
- Mestre-Barceló, A., Chazarra-Bernabé, A., Pires, V., Cunha, S., Silva, A., Marques, J., ... & Neto, J. (2012). Climate atlas of the Archipelagos of the Canary Islands,

- Madeira and Azores. *Air temperature and precipitation (1971–2000)*. Agencia Estatal de Meteorología and Instituto de Meteorologia de Portugal (eds), 80.
- Minobe, S., Kuwano-Yoshida, A., Komori, N., Xie, S. P., & Small, R. J. (2008). Influence of the Gulf Stream on the troposphere. *Nature*, 452(7184), 206-209.
- Moene, A. F., & van Dam, J. C. (2014). *Transport in the atmosphere-vegetation-soil continuum*. Cambridge University Press.
- Mona, L., Liu, Z., Müller, D., Omar, A., Papayannis, A., Pappalardo, G., Sugimoto, N., and Vaughan, M. (2012). Lidar measurements for desert dust characterization: an overview, *Advances in Meteorology*, vol. 2012, Article ID 356265, doi:10.1155/2012/356265.
- Miller, D. R., Stoughton, T. E., Steinke, W. E., Huddleston, E. W., & Ross, J. B. (2000). Atmospheric stability effects on pesticide drift from an irrigated orchard. *Transactions of the ASAE*, 43(5), 1057-1066.
- Murray, B. J., O'sullivan, D., Atkinson, J. D., & Webb, M. E. (2012). Ice nucleation by particles immersed in supercooled cloud droplets. *Chemical Society Reviews*, 41(19), 6519-6554, doi: 10.1039/C2CS35200A, 2012.
- Neiburger, M., Chien, C. W., & Johnson, D. S. (1961). *The inversion over the eastern North Pacific Ocean*. University of Calif. Press. Vol. 1, Studies of the Structure of the Atmosphere over the Eastern Pacific Ocean in Summer, University of California Press, 58 pp.
- Nieuwstadt, F. T. (1984). The turbulent structure of the stable, nocturnal boundary layer. *Journal of the atmospheric sciences*, 41(14), 2202-2216.
- Parker, D. J., Burton, R. R., Diongue-Niang, A., Ellis, R. J., Felton, M., Taylor, C. M., ... & Tompkins, A. M. (2005). The diurnal cycle of the West African monsoon circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(611), 2839-2860.
- Papayannis, A., Mamouri, R. E., Amiridis, V., Remoundaki, E., Tsaknakis, G., Kokkalis, P., Veselovskii, I., Kolgotin, A., Nenes, A., & Fountoukis, C. (2012).

- Optical-microphysical properties of Saharan dust aerosols and composition relationship using a multi-wavelength Raman lidar, in situ sensors and modelling: a case study analysis. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(9), 4011-4032, doi:10.5194/acp-12-4011-2012.
- Pereira, A. R., & Shaw, R. H. (1977). A Simulation on the Effects of Buoyancy on Canopy Flow. In *13th American Meteorological Society Conference on Agricultural and Forest Meteorology*, Purdue University, West Lafayette, IN.
- Press, W. H., Teukolsky S. A., Vetterling W. T., & Flannery B. P. (1992). *Numerical Recipes in FORTRAN: The Art of Scientific Computing*. Cambridge University Press, 963 pp.
- Priestley, M. B. (1994). *Spectral Analysis and Time Series*. Academic Press, 890 pp.
- Pollack, J. B., Toon, O. B., Sagan, C., Summers, A., Baldwin, B., & Van Camp, W. (1976). Volcanic explosions and climatic change: A theoretical assessment. *Journal of Geophysical Research*, 81(6), 1071-1083.
- Poon, H. T., Kwok, Y. H., & Sin, K. C. (2000). *Comparison of LORAN-C and GPS radiosonde measurements in Hong Kong*. Hong Kong Observatory. Technical Note No.98, Hong Kong Observatory, 21pp
- Prospero, J. M., & Carlson, T. N. (1970). Radon-222 in the North Atlantic trade winds: Its relationship to dust transport from Africa. *Science*, 167(3920), 974-977.
- Prospero, J. M., & Carlson, T. N. (1981). Saharan air outbreaks over the tropical North Atlantic. In *Weather and Weather Maps* (pp. 677-691). Birkhäuser Basel.
- Ramage, C. S., & Schroeder, T. A. (1999). Trade wind rainfall atop mount Waialeale, Kauai. *Monthly weather review*, 127(9), 2217-2226.
- Ramanathan, V. (1976). Radiative transfer within the earth's troposphere and stratosphere: A simplified radiative-convective model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(7), 1330-1346.

- Randel, W. J., Wu, F., & Rivera Ríos, W. (2003). Thermal variability of the tropical tropopause region derived from GPS/MET observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D1).
- Reed, R. J., & Vicek, C. L. (1969). The annual temperature variation in the lower tropical stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26(1), 163-167.
- Rémillard, J., Kollias, P., Luke, E., & Wood, R. (2012). Marine boundary layer cloud observations in the Azores. *Journal of Climate*, 25(21), 7381-7398, doi:10.1175/JCLI-D-11-00610.1
- Riehl, H., Yeh, T. C., Malkus, J. S., & La Seur, N. E. (1951). The north-east trade of the Pacific Ocean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 77(334), 598-626.
- Riehl, H. (1979). *Climate and Weather in the Tropics*. Academic Press, 623 pp
- Rodríguez, S. (1999). Comparación de las variaciones de ozono superficial asociadas a procesos de transporte sobre y bajo la inversión de temperatura subtropical en Tenerife. *Degree Dissertation, University of La Laguna, Tenerife, Canary Islands, Spain*.
- Rodríguez, S., Torres, C., Guerra, J. C., & Cuevas, E. (2004). Transport pathways of ozone to marine and free-troposphere sites in Tenerife, Canary Islands. *Atmospheric Environment*, 38(28), 4733-4747.
- Rodríguez, S., Alastuey, A., Alonso-Pérez, S., Querol, X., Cuevas, E., Abreu-Afonso, J., Viana, M., Pérez, N., Pandolfi M & De la Rosa, J. (2011). Transport of desert dust mixed with North African industrial pollutants in the subtropical Saharan Air Layer. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(13), 6663, doi:10.5194/acp-11-6663-2011
- Rodríguez-Franco, J. J., and Cuevas, E. (2013). Characteristics of the subtropical tropopause region based on long-term highly-resolved sonde records over Tenerife, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 10,754–10,769, doi:10.1002/jgrd.50839.

- Rosenhof, K. H. (1995). Seasonal cycle of the residual mean meridional circulation in the stratosphere. *Journal of Geophysical Research –all series-*, 100, 5173-5173.
- Rouault, M., Lee-Thorp, A. M., & Lutjeharms, J. R. E. (2000). The atmospheric boundary layer above the Agulhas Current during alongcurrent winds. *Journal of physical oceanography*, 30(1), 40-50.
- Santos, F. D., Valente, M. A., Miranda, P. M. A., Aguiar, A., Azevedo, E. B., Tomé, A. R., & Coelho, F. (2004). Climate change scenarios in the Azores and Madeira islands. *World Resource Review*, 16(4), 473-491.
- Sasano, Y., Browell, E. V., & Ismail, S. (1985). Error caused by using a constant extinction/backscattering ratio in the lidar solution. *Applied Optics*, 24(22), 3929-3932.
- Sassen, K., DeMott, P. J., Prospero, J. M., & Poellot, M. R. (2003). Saharan dust storms and indirect aerosol effects on clouds: CRYSTAL-FACE results. *Geophysical Research Letters*, 30(12).
- Sastre-Marugán, M. (2016). *Afternoon and evening transitions in the atmospheric boundary layer: observational and numerical analysis*. Doctoral dissertation, Universidad Complutense de Madrid. Spain.
- Cao, G., Giambelluca, T. W., Stevens, D. E., & Schroeder, T. A. (2007). Inversion variability in the Hawaiian trade wind regime. *Journal of Climate*, 20(7), 1145-1160.
- Schubert, W. H., Ciesielski, P. E., Lu, C., & Johnson, R. H. (1995). Dynamical adjustment of the trade wind inversion layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(16), 2941-2952.
- Schultz, D. M., Schumacher, P. N., & Doswell III, C. A. (2000). The intricacies of instabilities. *Monthly weather review*, 128(12), 4143-4148.
- Seibert, P., Beyrich, F., Gryning, S. E., Joffre, S., Rasmussen, A., & Tercier, P. (2000). Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. *Atmospheric environment*, 34(7), 1001-1027.

- Seidel, D. J., Ross, R., Angell, J. K., & Reid, G. C. (2001). Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes. *Journal of Geophysical Research*, 106(D8), 7857-7878.
- Seidel, D. J., Fu, Q., Randel, W. J., & Reichler, T. J. (2008). Widening of the tropical belt in a changing climate. *Nature geoscience*, 1(1), 21-24.
- Sempreviva, A. M., & Gryning, S. E. (2000). Mixing height over water and its role on the correlation between temperature and humidity fluctuations in the unstable surface layer. *Boundary-layer meteorology*, 97(2), 273-291.
- Slonaker, R. L., Schwartz, B. E., & Emery, W. J. (1996). Occurrence of nonsurface superadiabatic lapse rates within RAOB data. *Weather and forecasting*, 11(3), 350-359.
- Spinhirne, J. D., Jonathan, A. R., & SCOTT, V. S. (1995). Compact eye safe lidar systems. *The Review of Laser Engineering*, 23(2), 112-118.
- Stone, P. H., & Carlson, J. H. (1979). Atmospheric lapse rate regimes and their parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36(3), 415-423.
- Stull, R. B. (1988). An Introduction to boundary-layer meteorology. Kluwer, Dordrecht, 670 pp
- Sun, D. Z., Lindzen, R. S. (1993). Distribution of tropical tropospheric water vapor. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50:1643–1660
- Tran, L. T. (1995). *Relationship between the inversion and rainfall on the island of Maui*. MS thesis, Dept. of Geography, University of Hawaii at Manoa, 115 pp
- Tullot, F. (1956). El tiempo atmosférico de las Islas Canarias. Publicaciones Serie A (Memorias) del Instituto Nacional de Meteorología 26:15-23.
- Viana, M., Querol, X., Alastuey, A., Cuevas, E., & Rodríguez, S. (2002). Influence of African dust on the levels of atmospheric particulates in the Canary Islands air quality network. *Atmospheric Environment*, 36(38), 5861-5875.

- Von Engel, A., Teixeira, J., Wickert, J., & Buehler, S. A. (2005). Using CHAMP radio occultation data to determine the top altitude of the planetary boundary layer. *Geophysical research letters*, 32(6), doi:10.1029/2004GL022168.
- Von Ficker, H. (1936). Die Passatinversion. Veröff. Meteor. Inst. Berl., 4, 1–33.
- Wang, J., & Rossow, W. B. (1995). Determination of cloud vertical structure from upper-air observations. *Journal of Applied Meteorology*, 34(10), 2243-2258.
- Weinzierl, B., Ansmann, A., Prospero, J. M., Althausen, D., Benker, N., Chouza, F., ... & Gasteiger, J. (2016). The Saharan Aerosol Long-range Transport and Aerosol-Cloud-Interaction Experiment (SALTRACE): overview and selected highlights. *Bulletin of the American Meteorological Society*.
- Welton, E. J., & Campbell, J. R. (2002). Micropulse lidar signals: Uncertainty analysis. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(12), 2089-2094.
- WMO, Manual on codes, Volume I.1 - Part A: Alphanumeric Codes. WMO No. 306, Geneve. 2011 edition, updated in 2014.
- Wong, S., & Dessler, A. E. (2005). Suppression of deep convection over the tropical North Atlantic by the Saharan Air Layer. *Geophysical research letters*, 32(9).
- Wong, S., Dessler, A. E., Mahowald, N. M., Yang, P., & Feng, Q. (2009). Maintenance of lower tropospheric temperature inversion in the Saharan air layer by dust and dry anomaly. *Journal of Climate*, 22(19), 5149-5162.
- Wood, R., & Bretherton, C. S. (2006). On the relationship between stratiform low cloud cover and lower-tropospheric stability. *Journal of climate*, 19(24), 6425-6432, doi:10.1175/JCLI3988.1.
- Wyngaard, J. C. (1992). Atmospheric turbulence. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 24(1), 205-234.
- Young, I. R. (1998). An experimental investigation of the role of atmospheric stability in wind wave growth. *Coastal engineering*, 34(1), 23-33.

- 
- Yuter, S. E., & Houze Jr, R. A. (1995). Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part III: Vertical mass transport, mass divergence, and synthesis. *Monthly weather review*, *123*(7), 1964-1983.
- Zängl, G., & Hoinka, K. P. (2001). The tropopause in the polar regions. *Journal of Climate*, *14*(14), 3117-3139.
- Zhang, H., McFarquhar, G. M., Saleeby, S. M., & Cotton, W. R. (2007). Impacts of Saharan dust as CCN on the evolution of an idealized tropical cyclone. *Geophysical Research Letters*, *34*(14), doi:10.1029/2007GL029876.
- Zhang, Y. H., Zhang, S. D., & Yi, F. (2009). Intensive radiosonde observations of lower tropospheric inversion layers over Yichang, China. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, *71*(1), 180-190.