

El cielo de las islas Canarias y el anticiclón de las Azores

JOSÉ MARÍA SÁNCHEZ-LAULHÉ

Las islas Canarias han despertado el interés científico desde tiempos remotos, sobre todo a partir de los informes de Humboldt sobre su visita en 1799, pues su situación geográfica en el este del Atlántico Norte subtropical y sus altas montañas es ideal para las observaciones astronómicas y meteorológicas.

La historia de estas ciencias tiene varios vínculos interesantes con las observaciones y estudios realizados en las islas (Ory y Palomares, 2005). A principios del siglo XX, la comunidad meteorológica europea expresó un profundo interés en establecer un observatorio permanente en las montañas de la isla de Tenerife para el estudio de la alta atmósfera que llevó al establecimiento del observatorio aerológico de Izaña, a 2367 metros sobre el nivel del mar (msnm), inaugurado el 1 de enero de 1916. El observatorio astronómico del Teide fue fundado en 1959, instalándose en 1964 el primer telescopio profesional por el Instituto de Astrofísica de Canarias (IAC), que junto con el observatorio del

Roque de Los Muchachos de la isla de La Palma, situados ambos a unos 2390 msnm, forman el conjunto observacional del Observatorio Norte Europeo, que alberga telescopios e instrumentos de unas 60 instituciones pertenecientes a más de veinte países; la mayor colección de instalaciones observaciones ópticas e infrarrojas para astrofísica dentro de la Unión Europea.

La excelente calidad astronómica del cielo de las islas Canarias – caracterizada y protegida por ley – hace de estos observatorios una “reserva astronómica” abierta a la comunidad científica internacional desde la firma del Tratado Internacional de Cooperación en Astrofísica de 1979.

La claridad del cielo de Canarias para

la observación astronómica se debe a la escasa turbulencia y a la sequedad del aire por encima de la casi permanente extraordinaria inversión térmica de subsidencia, que, con una base situada entre 700 y 1500 m, separa la húmeda y fresca capa límite marina por debajo, de una seca y cálida troposfera por encima, donde se sitúan los observatorios. La inversión es consecuencia del calentamiento adiabático que produce el persistente e intenso movimiento descendente de gran escala de aire en esta zona. Además, bajo la inversión, el predominante viento del NE, denominado alisio en las Islas, crea un mar de nubes durante buena parte del año a barlovento que aminora la contaminación luminosa, sitúa a los

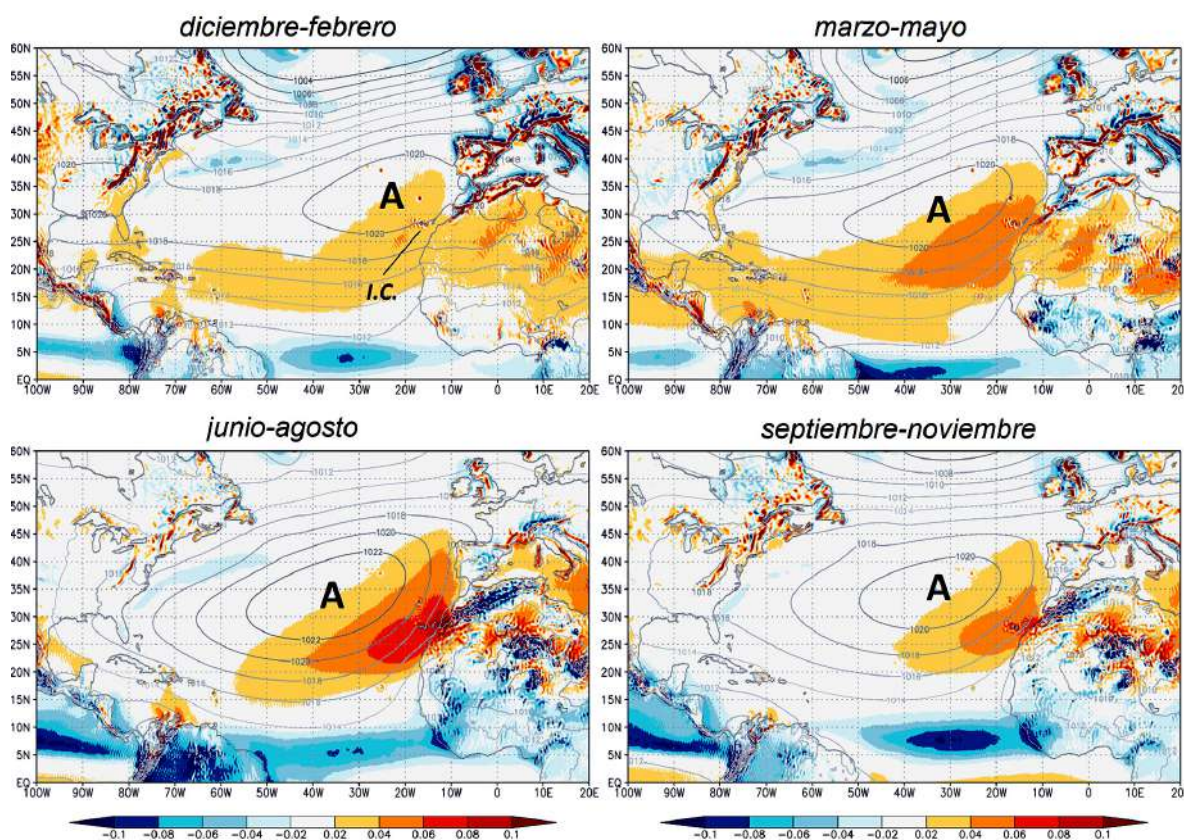


Figura 1. Valor medio estacional de la presión a nivel del mar (isobaras cada 2 hPa) y de la velocidad vertical omega ($\omega=dp/dt$) en 700 hPa; en color según la escala en Pa/s (positiva cuando es descendente) en el periodo 1950-2024. Fuente ERA5, usando la aplicación KNMI Climate Explorer

observatorios canarios entre los mejores enclaves del mundo para estudiar el Universo. Las buenas condiciones para la observación astronómica solo se rompen en verano (julio- septiembre) por alguna intrusión de masa de aire sahariana y por episodios de precipitación, en invierno. Los datos climáticos del observatorio meteorológico de Izaña (a 2400 msnm) son representativos del clima en los observatorios astronómicos: una precipitación anual algo por debajo de los 400 mm, concentrada la mayor parte entre octubre y marzo, y un verano muy seco con precipitaciones casi nulas en junio y julio; una humedad relativa media anual del 44 %, bajando al 25 % en julio, y la insolación más alta de España, con unas 3472 horas de sol al año.

Los movimientos descendentes en el anticiclón de las Azores

El alta de las Azores es uno de los cinco grandes anticiclones subtropicales casi permanentes oceánicos; tres altas sobre los océanos del hemisferio sur y dos sobre los del hemisferio norte (HN). En climatología se considera como subtropicales a bandas zonales comprendidas entre las regiones de clima tropical y las de clima templado en cada hemisferio. Sobre los océanos están determinadas por las altas subtropicales; sus límites hacia el polo se consideran aproximadamente las latitudes 35°N y 35°S, pero varían mucho por la influencia continental, alcanzando latitudes más altas en las costas occidentales de los continentes y se desplazan hacia el ecuador en las costas orientales.

La circulación anticiclónica genera vientos divergentes en niveles bajos de la troposfera y por tanto se alimentan de movimientos descendentes a gran escala y con convergencias de viento en los niveles altos de la troposfera. En la figura 1, donde se muestran los campos estacionales de presión a nivel del mar y de omega, $\omega = dp/dt$, se observa que los movimientos descendentes ($\omega > 0$) a gran escala no afectan por igual a todo el anticiclón de las Azores, sino fundamentalmente a los subtropicos sobre la parte del anticiclón donde los vientos en niveles bajos tienen componente norte. Esto se

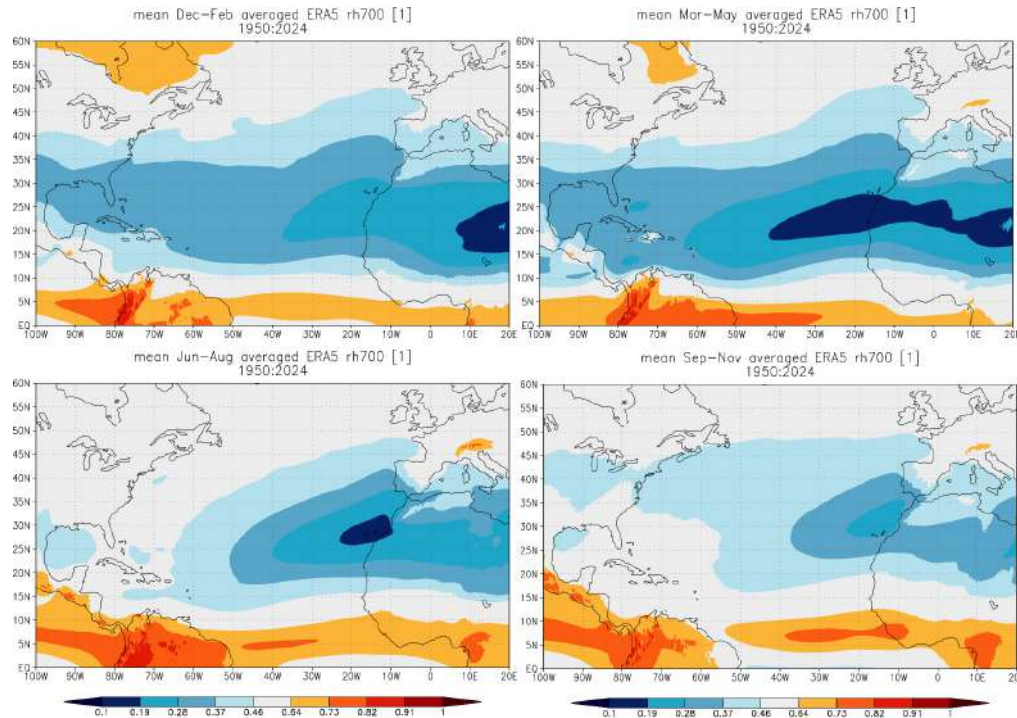


Figura 2. Valor medio estacional de la humedad relativa en 700 hPa en color según la escala en el periodo 1950-2024. Fuente ERA5, usando la aplicación KNMI Climate Explorer

debe a que en los subtropicos, en general, la componente meridional del viento, v , y la velocidad vertical del viento, w , está relacionada por la relación de Sverdrup:

$$w \approx -(\beta/f)(\partial v/\partial z)^1, \quad (1)$$

donde f y β son el parámetro de Coriolis y su gradiente meridional, respectivamente. Lo que implica que donde los movimientos son descendentes en la troposfera media ($w < 0$), el viento tiene componente norte en superficie ($v < 0$) o existe un gradiente de presión a nivel del mar con componente oeste.

En la figura 1 se observa que los movimientos descendentes en la troposfera media son especialmente intensos en las proximidades de las islas Canarias sobre todo en el verano, que es cuando el alta de las Azores tiene mayor intensidad en relación con su media zonal, y esto coincide con un mínimo anual de humedad relativa (ver figura 2).

La célula de Hadley

Aunque parezca sorprendente, no existe unanimidad sobre los procesos que intervienen en la formación y mantenimiento de los anticiclones subtropicales, especialmente en verano, aunque tradicionalmente se había atribuido el origen de las altas presiones subtropicales a la

rama descendente de la célula de Hadley (figura 3a).

En invierno del HN la rama descendente de la célula de Hadley se sitúa en el flanco ecuatorial del máximo subtropical de viento zonal medio en la troposfera alta, que se explica por la conservación del momento angular en la rama superior de la célula, entre 20° y 25°N (figura 3, a y b), Este rango de latitudes, en el que también ocurre sobre el Atlántico Norte en 700 hPa (figura 1), apoya la hipótesis de la rama descendente como mecanismo de mantenimiento del anticiclón de las Azores en invierno y al mismo tiempo que la claridad de los cielos en Canarias por encima de la inversión de subsidencia.

Pero la célula de Hadley tiene una fuerte variabilidad estacional, de manera que la célula del hemisferio en verano se debilita enormemente, mientras la del hemisferio en invierno se intensifica e invade el otro hemisferio, de forma que se puede considerar que existe una única célula de Hadley solsticial (Dimas & Wallace, 2003), por lo que no puede ser el mecanismo de mantenimiento de los anticiclones subtropicales del hemisferio en verano, en particular los del HN, estación en la que las altas alcanzan su máxima intensidad y extensión (figura 1). El comportamiento

¹ Esta relación es la misma que la relación entre el transporte de Sverdrup en una capa con la velocidad vertical en dicha capa, y se deduce de la ecuación de la vorticidad linealizada para un estado casiestacionario con débil advección de vorticidad (Rodwell y Hoskins, 2001)

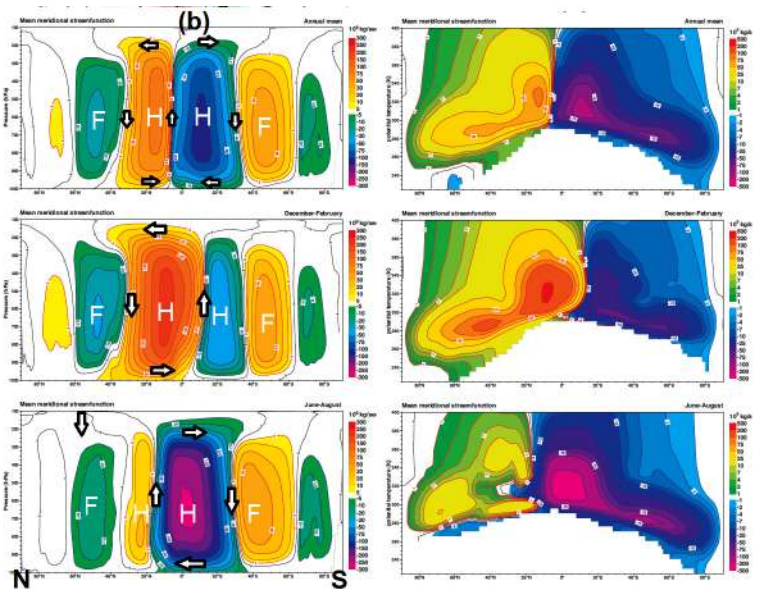
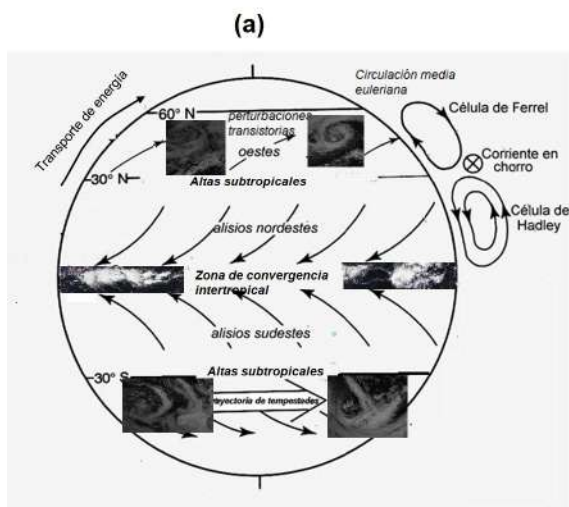


Figura 3. (a) Esquema de la circulación global media; (b) circulación meridional media euleriana anual, dic-feb y jun-ago por líneas de corriente con altitud como eje vertical (H: Hadley, y F: Ferrel); (c) circulación meridional media lagrangiana, indicada por líneas de corriente con θ como eje vertical. Colores cálidos para circulaciones directas (indirectas) en el HN (HS); colores fríos para circulaciones indirectas (directas) en el HN (HS). Fuentes: (b) y (c) Atlas ERA-40 (Kållberg et al., 2007)

solsticial de la célula de Hadley se debe a que su circulación es impulsada principalmente en los subtropicos por el enfriamiento causado por las ondas baroclinas transitorias en la senda de los ciclones de las latitudes medias (Trenberth & Stepaniak, 2003). Este impulso se pone de manifiesto cuando se contempla la circulación general meridional desde el punto de vista lagrangiano, como en la figura 3c en la que se presenta las líneas de corriente considerando la temperatura potencial, θ , como coordenada vertical, que revela desaparición de la célula indirecta de Ferrel y la existencia de una circulación vertical unicelular en cada hemisferio que

da una idea clara del transporte de calor sin costuras hacia los polos engranando la circulación isentrópica (θ constante) de latitudes medias con la rama descendente de la célula de Hadley en los subtropicos.

El monzón de verano

Como muestra la figura 1, los movimientos descendentes en verano se hacen más intensos y se concentran en el flanco sudoriental del anticiclón. Rodwell & Hoskins (1996) imputan este descenso y, en general los intensos descensos que ocurren en la parte oriental de los anticiclones subtropicales en verano, a las on-

das de Rossby de gran escala que provocan el calentamiento diabático asociados a los monzones al este de los continentes subtropicales. Así, los descensos en la parte oriental del anticiclón de las Azores estarían asociados al monzón asiático de verano, y los descensos sobre la parte oriental del anticiclón del Pacífico Norte al monzón de América del Norte.

El monzón asiático de verano produce una anomalía cálida en todos los niveles de la troposfera en una zona que se extiende desde la región monzónica hacia el oeste a través del Oriente Próximo, afectando al norte de África y al Mediterráneo, que se refleja en las bajas presiones en superficie (B en la figura 4a). El flujo de oestes en latitudes medias a niveles altos y medios interacciona con ésta anomalía cálida dirigiéndose hacia el ecuador y descendiendo (cruzando isobaras en una superficie isentrópica: figura 5a) hasta niveles bajos, donde no lo impide la cordillera del Atlas, sobre el norte de África. Además, Rodwell & Hoskins (2001) mostraron que el calentamiento asociado al descenso adiabático tendría un efecto de enfriamiento neto al inhibir la liberación de calor latente y aumentar el enfriamiento radiativo (figura 5b), reforzando por tanto la subsidencia por esta retroalimentación (*feedback*) positiva. Resumiendo, el anticiclón de las Azores y los cielos claros en Canarias, estarían asociados a los ascensos y las intensas lluvias del remoto monzón asiático.

Otros estudios atribuyen el máximo

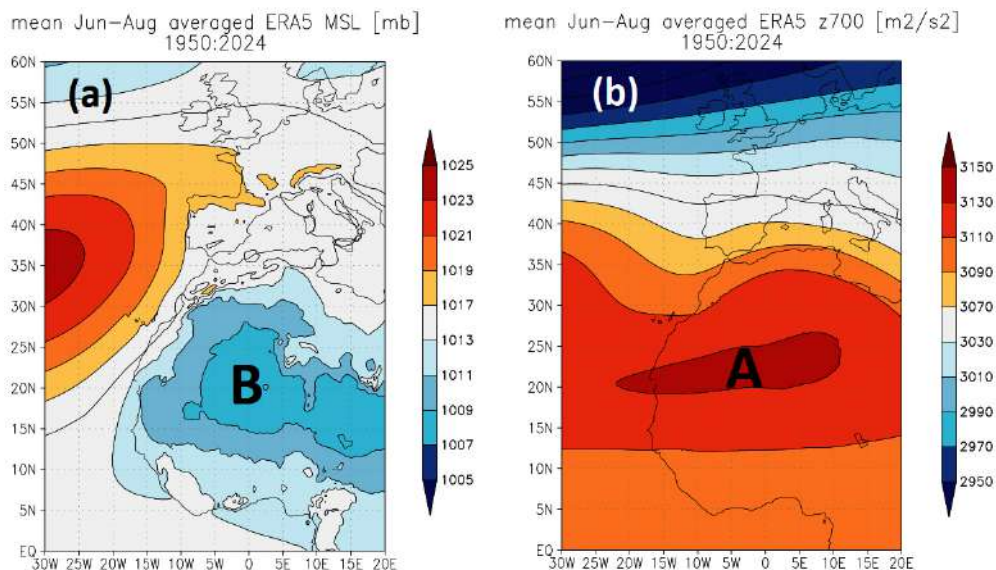


Figura 4. (a) presión a nivel del mar en hPa y (b) altura del geopotencial en 700 en mgp, para el verano (JJA). Fuente ERA5, usando la aplicación KNMI Climate Explorer

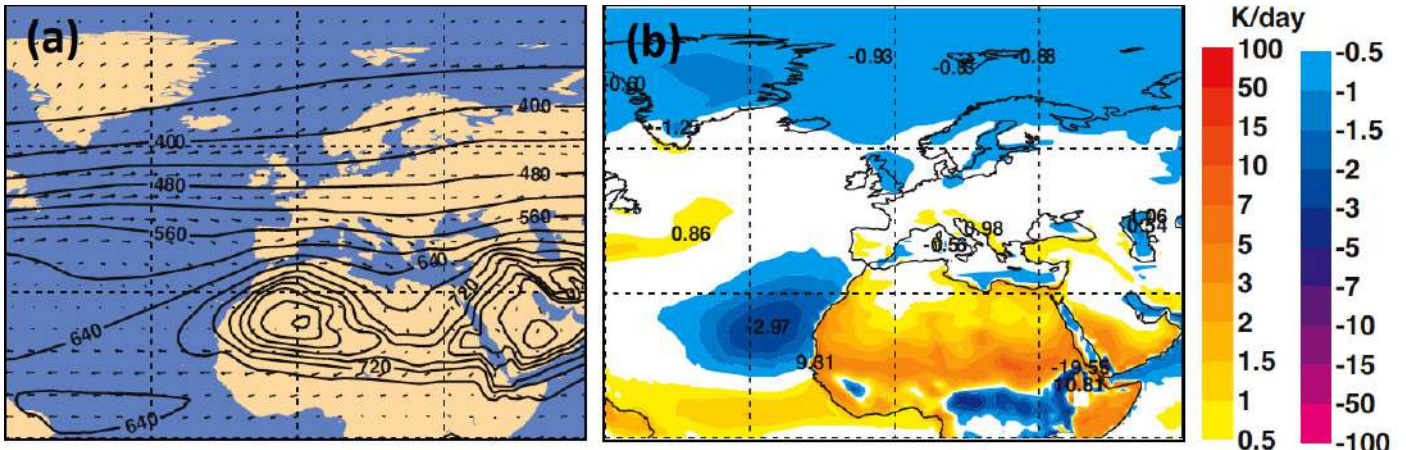


Figura 5. (a) Viento y presión (en hPa) en la superficie isentrópica de 315 K; (b) flujo a través de la superficie isentrópica de 330 K (en K/día). Fuente: Atlas ERA-40 (Kållberg et al, 2007)

estival de los anticiclones del HN a otras causas más inmediatas, que tendrían efectos mayores que el monzón. Miyasaka & Nakamura (2005), Wu & Liu (2003) sugieren que la mayor parte de la intensidad de los anticiclones subtropicales en verano en los dos hemisferios está forzada directamente por el contraste calentamiento-enfriamiento diabático local en la baja troposfera, entre tierra y océano, en el este de los océanos subtropicales. Durante el verano, con el calentamiento de los continentes, se desarrolla una notable diferencia de presión tierra-mar que lleva a la formación de vientos que se dirigen hacia el ecuador, a lo largo de las costas occidentales de los continentes, impulsando los movimientos subsidentes. Estos vientos aumentan la evaporación sobre el océano, y dispara el afloramiento de aguas frías en la superficie. Estas aguas frías ayudan a estabilizar la baja atmósfera, favoreciendo el desarro-

llo de nubes estratiformes de gran reflectividad, que enfrían la atmósfera inferior, y generan altas presiones en superficie (figura 6). Las altas subtropicales de verano, por tanto, formarían parte de un retroalimentación local que envuelve nubes bajas y las superficies continentales y oceánicas, jugando los monzones un papel secundario.

La cordillera del Atlas en verano

Para explicar la respuesta de la circulación a un forzamiento térmico externo en los subtropicos Wu & Liu (2003) propusieron el concepto de "sobrepulso". Por encima del nivel de calentamiento diabático sensible, el sobrepulso ascendente de las burbujas de aire, inducido por la inercia del ascenso desde la superficie, crea una capa con temperatura potencial constante que induce una circulación anticiclónica fría por encima de

la circulación ciclónica de la baja térmica en niveles bajos. Como los movimientos verticales están asociados a la variación vertical de la componente meridional del viento, según la relación de Sverdrup (1), se producirían ascensos al este de la zona de calentamiento y descensos en el oeste. Este patrón de movimiento verticales idealizado también se aplica a los sistemas montañosos de los subtropicos, que con frecuencia son fuentes de calor en verano y sumideros de calor en invierno con una circulación convergente en superficie y divergente por encima de la capa de calentamiento sensible, respectivamente.

En verano, como consecuencia de los movimientos ascendentes, sobre la cordillera del Atlas se desarrolla un importante bombeo de calor a la troposfera; por encima de 500 hPa es por liberación de calor latente, como indica el mapa de calentamiento de la capa 250-500

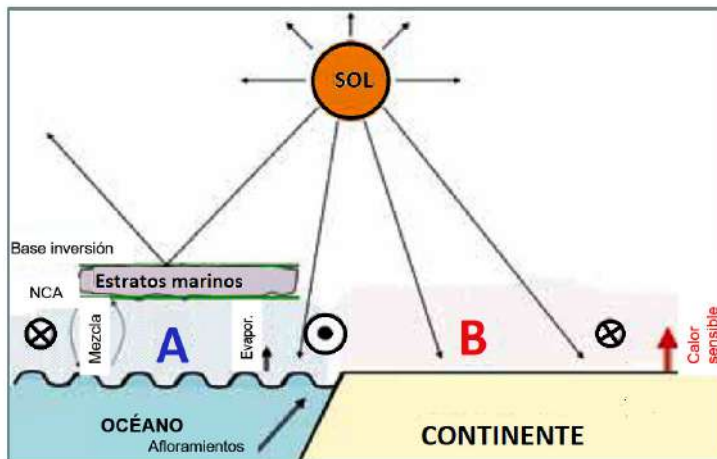
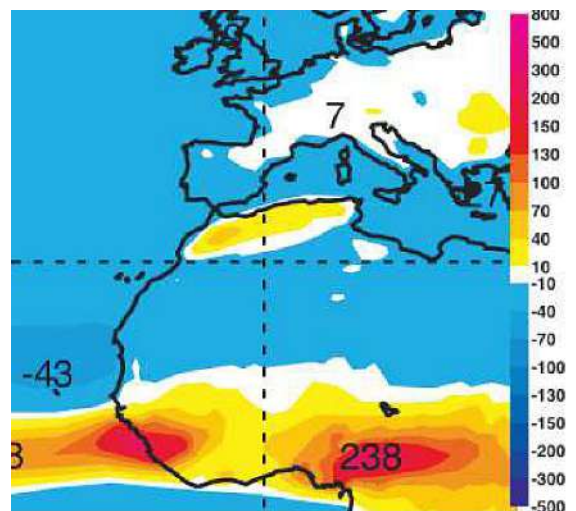


Figura 6. Retroefectos atmósfera-océano en el HN, que explican la formación de los anticiclones subtropicales oceánicos (A) en verano según Miyasaka y Nakamura (2005). El círculo con punto interior indica viento norte, y los círculos con cruz vientos del sur.

Figura 7. Calentamiento de la capa 250-500 hPa en verano (JJA) en W/m². Fuente: Atlas ERA-40 (Kållberg et al, 2007)



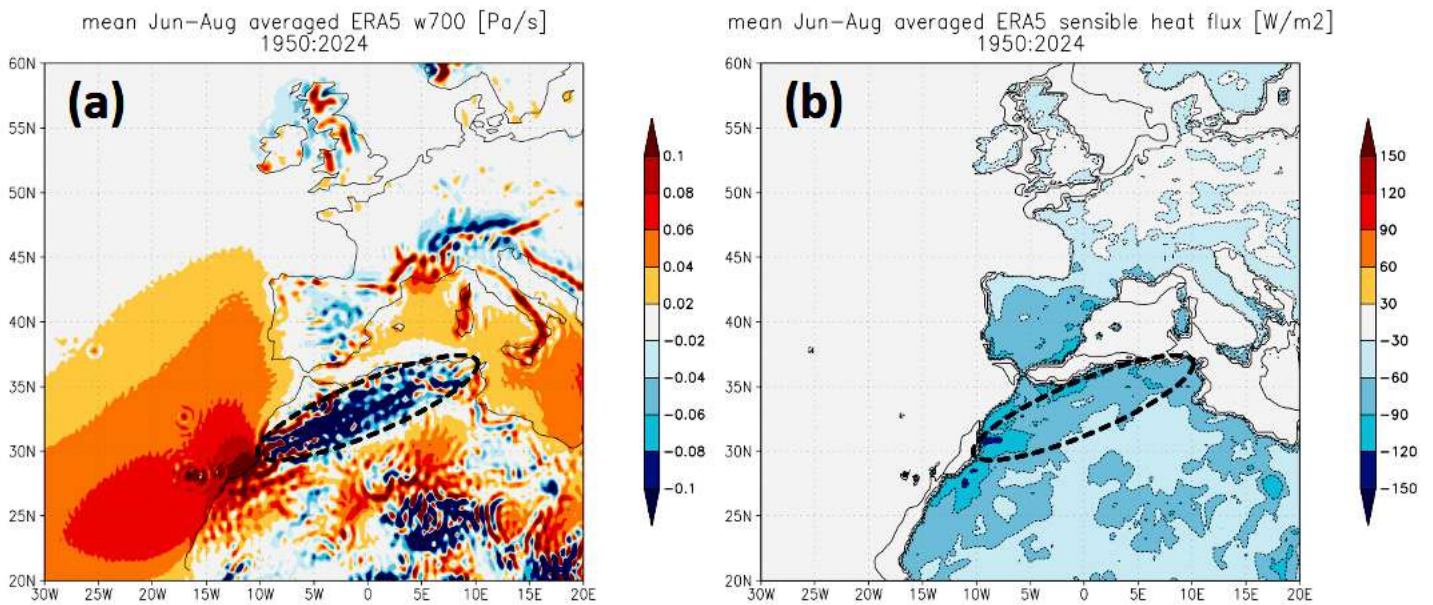


Figura 8: (a) velocidad vertical omega (dp/dt) en 700 hPa, en Pa/s, valores positivos descendencias; (b) flujo de calor sensible en superficie, en W/m^2 , valores negativos hacia arriba. La elipse a trazos muestra la posición del Atlas. Fuente ERA5, usando la aplicación KNMI Climate Explorer

hPa (figura 7), y en la capa próxima a la superficie es por calentamiento sensible (figura 8b). Ambas capas están separadas por una capa intermedia, aproximadamente de 500 a 700 hPa, afectada por temperaturas relativamente frías por el gradiente adiabático vertical producido por el sobreimpulso. Como consecuencia, a lo largo del Atlas tiende a producirse en los niveles bajos una baja térmica y en los niveles medios una presión alta, que quedan englobados como vaguada inversa y dorsal prolongaciones de la baja térmica y del alta del noroeste de África (figura 4). Estas circulaciones inducen un máximo de gradiente vertical positivo de u (componente meridional del viento) sobre el Atlántico inmediato al extremo occidental del Atlas (cordillera Anti-Atlas) que está relacionado por la relación de Sverdrup (1) con el máximo de movimiento descendente que se extiende desde la costa africana hasta las islas Canarias (figura 8a). La intensidad de este descenso estaría relacionada con el máximo de flujo de calor sensible en el Anti-Atlas (figura 8b) que produciría un sobreimpulso más fuerte y por tanto circulaciones ciclónicas y anticiclónicas más intensas.

Sobre el Mediterráneo, junto al extremo oriental del Atlas, no se observa el correspondiente ascenso asociado a un mínimo de gradiente vertical de u , que se explica porque sobre el mar Mediterráneo central hay en promedio una importante advección fría en verano que hace no aplicable en esta zona la relación de

Sverdrup (Rodwell & Hoskins, 1996).

Por tanto en verano en los movimientos descendentes en Canarias son producto de la suma del forzamiento térmico a escala continental en esta estación que genera movimientos descendentes en el este del Atlántico Norte subtropical y del forzamiento térmico sobre el Atlas que produce un descenso de dimensión mesoscalar sobre el Atlántico entre Canarias y el extremo occidental del Atlas.

Conclusiones

Los cielos límpidos, habituales en las Islas Canarias por encima de la inversión de subsidencia, están ligados a los movimientos descendentes del aire que mantienen el alta de las Azores. El anticiclón de las Azores es absolutamente necesario durante todo el año entre los oestes de latitudes medias y los vientos del este de la zona intertropical, pero el mecanismo por el que se genera y mantiene varía a lo largo del año, estando ligado en invierno a la célula de Hadley (mecanismo meridional) y en verano al contraste de temperatura en los subtrópicos entre el Atlántico y África en la estela occidental del calentamiento originado por el monzón de Asia de verano (mecanismo zonal). Los descensos se concentran y se hacen más intensos en el ala oriental del anticiclón en verano, y especialmente en la zona de Canarias, en parte por efecto del sistema montañoso del Atlas, lo que hace que sus cielos tengan en esta estación una calidad extrema para la observación astronómica.

Referencias:

- Dima, I. M., & J. M. Wallace, 2003: On the Seasonality of the Hadley Cell. *J. Atmos. Sci.*, 60, 1522–1527, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2003\)060<1522:OTSOTH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2003)060<1522:OTSOTH>2.0.CO;2).
- Källberg, P., Simmons, A., Uppala, S. & Fuentes, M., 2007: ERA-40 Atlas, ERA-40 Project Report Series, 19, Reading, U. K. <https://www.ecmwf.int/node/10595>
- Miyasaka T. & H. Nakamura, 2005: Structure and formation mechanisms of the northern hemisphere summertime subtropical highs. *J. Climate*, 18, 5046–5065
- Ory Ajamil, F. & Palomares Calderón, M. (2005): The atmospheric observation in Tenerife Island during the last four centuries and the Mountain Observatory in Izaña: a short history of the Observatorio de Izaña, Tenerife. <http://hdl.handle.net/20.500.11765/7365>
- Rodwell & Hoskins, B.J., 1996: Monsoons and the dynamics of deserts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122: 1385–1404.
- Rodwell & Hoskins, B.J., 2001: Subtropical Anticyclones and Summer Monsoons. *Journal of Climate*, 14:3192–3211. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014%3C3192:SAASM%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014%3C3192:SAASM%3E2.0.CO;2)
- Wu, G., Duan, A., et al., 2015: Tibetan Plateau climate dynamics: Recent research progress and outlook. *National Science Review*, 2(1), 100–116.
- Wu, G. & Y. Liu, 2003: Summertime quadruplet heating pattern in the subtropics and the associated atmospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1201