

7. CARACTERÍSTICAS BÁSICAS DEL CLIMA DE CANARIAS

J.P. de Nicolás Sevillano, F. Ferrer Ferrer, P. G. Cabrera Oliva

RESUMEN

La información básica se refiere a los procesos meteorológicos que condicionan las características generales del clima de Canarias a diferentes escalas, y que sirven para evaluar el confort térmico en el caso de proyectos aplicados complejos que precisan de información cuantitativa sobre la radiación.

CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS BÁSICAS

Naturaleza de la información básica

La perspectiva sistémica del clima implica considerar parámetros físicos, biológicos y culturales percibidos directamente (fenoclima o información climática general) o indirectamente (criptoclima o información climática básica).

La "información climática básica" se refiere a los procesos meteorológicos relativamente abstractos, alejados de la percepción directa de los sentidos y de la interpretación del sentido común, que versan sobre procesos relacionados con los flujos de radiación y de calor y que permiten interpretar la variación de la información climática percibida directamente. Para ello se asume una visión sistémica que relaciona procesos subyacentes a diferentes escalas con las condiciones del clima, una visión que resulta más comprensiva que la visión reduccionista convencional, que estudia por separado diferentes tipos de información sin tener en cuenta sus interacciones y que es esencial para gestionar problemas complejos.

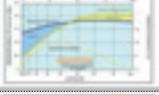
INFORMACIÓN CLIMÁTICA BÁSICA A DIFERENTES ESCALAS			
ESCALA	REPRESENTACIÓN	TIPO DE INFORMACIÓN	ILUSTRACIÓN
GLOBAL (variación zonal)	TIERRA 	Balance global de radiación y de calor.	
ZONAL (variación regional)	ZONA TEMPLADA 	Balance zonal de radiación y calor. Centros de acción.	
REGIONAL (variación subregional)	R. MEDITERRÁNEA 	Desplazamiento del anticiclón de las Azores.	
ARCHIPELÁGICA (variación interinsular)	CANARIAS 	Inversión térmica, nubosidad y radiación.	
INSULAR (variación intrainsular sectorial, altitudinal y local)	TENERIFE 	Altitud, orientación, nubosidad, albedo, obstrucciones estacionales.	
MICROCLIMÁTICA NATURAL	MICROHABITAT NATURAL 	Efecto de la microtopografía sobre la radiación y la temperatura.	
MICROCLIMÁTICA URBANA	VIVIENDA 	Efecto de los elementos antrópicos sobre la radiación y la temperatura.	

Figura 7.1. Información básica a diferentes escalas. La escala de análisis se ilustra con un gráfico, mientras que la información significativa asociada a cada escala se ejemplifica con una ilustración.

Escalas de análisis

Para facilitar la descripción de la información general se recurre a seleccionar los procesos y los factores que influyen de forma más significativa sobre la variación de las características climáticas generales a las diferentes escalas definidas específicamente para Canarias y que se representan en la figura 7.1.

A escala global se analizan los flujos de radiación de la esfera terrestre “como un todo” a tres niveles altitudinales representativos de la estructura de la atmósfera en relación con el confort térmico: el límite exterior de la atmósfera, la capa en la que se localizan los gases de efecto invernadero y el nivel próximo a la superficie terrestre. A este respecto, al aproximarnos a la superficie terrestre se precisa incorporar sucesivamente más elementos y factores, hasta el extremo de necesitarse analizar la información a varias escalas de análisis, desde la escala global a escalas sucesivamente más detalladas. Además, mientras el balance de radiación global a nivel de la superficie exterior se considera de forma unitaria, al nivel de la superficie terrestre se analiza el balance de radiación para diferentes zonas latitudinales que presentan características astronómicas homogéneas, encontrándose que dentro de cada zona existen diferencias intrazonales debidas al diferente comportamiento térmico y a la distribución irregular de los mares y de los continentes, así como de los vientos, de las corrientes marinas y de la nubosidad, en función de lo cual se diferencian regiones climáticas dentro de cada zona. Así, en la “zona templada” se diferencia la “región climática mediterránea” en la cual se incluye a Canarias, si bien Canarias presenta diferencias respecto de otras áreas de la región climática mediterránea relacionadas con la latitud subtropical y la influencia de los vientos alisios que lleva a caracterizar a Canarias como “subregión mediterránea subtropical”.

Además, dentro de Canarias existen diferencias climáticas entre islas ligadas con la distancia al continente africano y con la forma y perfil altitudinal, en cierta medida fruto del pasado geológico. También hay diferencias dentro de cada isla que se pueden interpretar en función de la altitud, de la orientación y de la fisiografía particular de cada localidad. Incluso, dentro de cada localidad existen diferencias microclimáticas debido a factores

naturales (microtopografía, vegetación) y artificiales (muros, edificios, carreteras) cuya magnitud puede ser globalmente reducida, pero que debido a su proximidad, su efecto sobre los organismos y el hombre resulta muy significativo.

ESCALA GLOBAL

Estructura vertical de la atmósfera

La atmósfera está integrada por una capa de aire de unos 100 km de espesor que rodea la Tierra en la que pueden diferenciarse, en función de la variación de la temperatura con la altitud, cuatro capas con características específicas: la troposfera, la estratosfera, la mesosfera y la termosfera, separadas respectivamente por la tropopausa, la estratopausa y la mesopausa (figura 7.2). Sin embargo, en relación con la influencia de la radiación sobre el confort

térmico se van a considerar solamente tres niveles representados por la superficie externa de la atmósfera, el nivel de la atmósfera en el que se localizan los gases de efecto invernadero y el nivel de la atmósfera próximo a la superficie de la Tierra.

Análisis de radiación al nivel de la atmósfera exterior

El flujo de radiación electromagnética que llega a la superficie externa de la atmósfera está integrado por longitudes de onda, entre los 200 y 4000 nm, que se corresponde con la radiación ultravioleta, luz visible y radiación infrarroja. En conjunto totalizan una potencia de 1.360 W/m^2 conocida como “constante solar”, si bien varía con la distancia de la Tierra al Sol y con la actividad solar.

Multiplicando la constante solar por el área del círculo de la Tierra y dividiendo el resultado por la superficie de la misma se

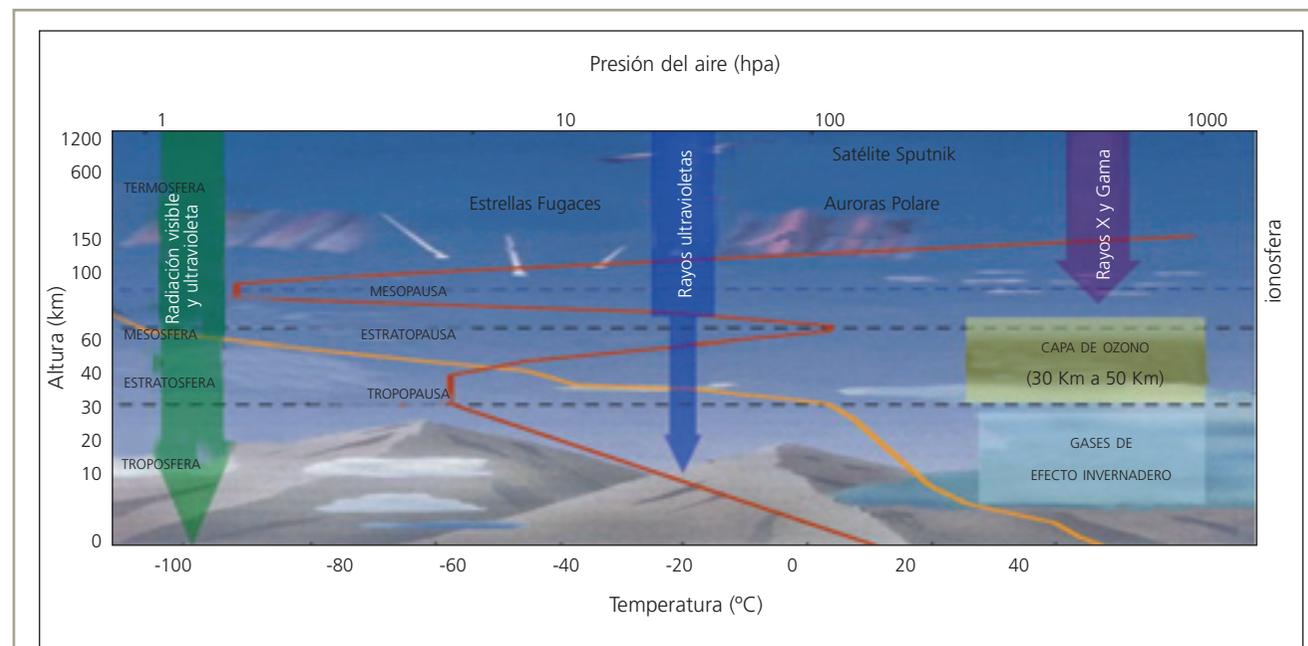


Figura 7.2. Diferenciación de las capas de la atmósfera en función de la variación de la temperatura con la altitud. La radiación solar es absorbida diferencialmente por los gases situados a cada altitud, siendo especialmente significativa la absorción protagonizada por la capa de ozono y por los gases de efecto invernadero.

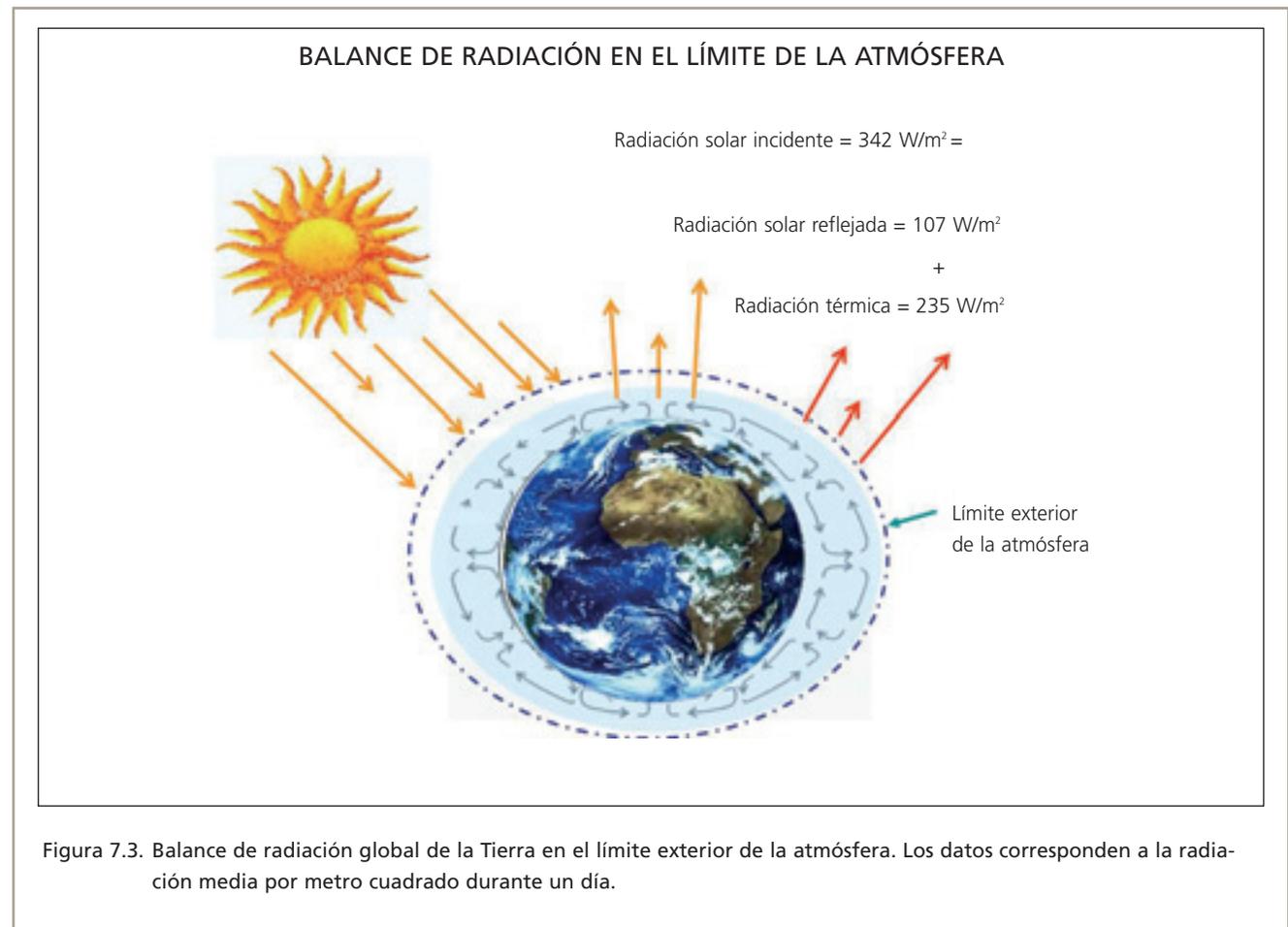
tiene una radiación media de 342 W/m^2 por día, que es la radiación que teóricamente podría llegar a la Tierra, si bien una parte es reflejada por la atmósfera, otra parte es retrodifundida y sólo una tercera parte penetra en la atmósfera. A este respecto en la figura 7.3 se aprecia que a nivel de la superficie externa de la atmósfera, la radiación solar incidente (342 W/m^2) equivale a la suma de la radiación solar reflejada (107 W/m^2) y de la radiación infrarroja (235 W/m^2) emitida por la Tierra (medida desde un satélite).

Además, teniendo en cuenta la relación que existe entre la radiación que emite un cuerpo negro y su temperatura, si la radiación térmica que cruza la capa exterior de la atmósfera procediera directamente de la superficie terrestre habría que pensar que se encuentra a una temperatura de media de $-18 \text{ }^\circ\text{C}$.

Análisis a nivel de la zona de gases de efecto invernadero

Al nivel de la atmósfera en la que se localizan los gases de efecto invernadero, parte de la radiación electromagnética incidente es absorbida por diferentes gases (principalmente ozono, dióxido de carbono y vapor de agua) que se calientan, emitiendo radiación de onda larga hacia la atmósfera y hacia la superficie terrestre. Mientras que gases tan abundantes como el nitrógeno son transparentes (diatérmicos) a casi todas las radiaciones, el ozono absorbe la radiación ultravioleta (longitud de onda menor de 290 nm) y el vapor de agua, el dióxido de carbono, el metano, los óxidos de nitrógeno y otros gases de origen antrópico absorben gran parte de la radiación infrarroja (radiación térmica) y son transparentes a las radiaciones de onda corta (ultravioletas y visibles), con lo que se les denomina gases de efecto invernadero (incluso existen gases que absorben energía en intervalos relativamente estrechos del espectro visible). Así, antes de alcanzar la superficie terrestre, se absorbe un 49% de la radiación infrarroja, un 42% de luz visible y el 9% de radiación ultravioleta, además de la radiación visible que absorbe la vegetación para la fotosíntesis.

El efecto de los gases de efecto invernadero permite que la temperatura terrestre sea de $15 \text{ }^\circ\text{C}$, lo que corresponde a una emisión calorífica de 390 W/m^2 , existiendo una diferencia de 155



W/m^2 entre este valor y la radiación térmica emitida en la capa exterior de la atmósfera (235 W/m^2) que corresponde a la energía infrarroja que atrapan los gases de efecto invernadero y que devuelven a la superficie de la Tierra. Esta radiación térmica sumada a los 168 W/m^2 de la radiación solar (directa y difusa) absorbida por la superficie totaliza 492 W/m^2 , equivalentes a los 492 W/m^2 resultante de sumar la radiación sensible (25 W/m^2), la transmisión de calor latente por evapotranspiración (78 W/m^2) y la radiación infrarroja (térmica) emitida por la Tierra (390 W/m^2). De esta manera, gracias a la radiación térmica captada por los

gases de efecto invernadero y devuelta a la superficie terrestre, en lugar de los $-18 \text{ }^\circ\text{C}$ de temperatura media en la superficie terrestre que cabría esperar de no existir los gases de efecto invernadero, resulta una temperatura media de $15 \text{ }^\circ\text{C}$.

En los días nublados el porcentaje de energía solar directa que refleja la atmósfera es mayor por efecto de las nubes, reduciendo el calentamiento en unos 50 W/m^2 , si bien hay que tener en cuenta que las nubes contribuyen al calentamiento con unos 30 W/m^2 , debido al efecto invernadero, resultando en conjunto un enfriamiento de unos 20 W/m^2 . La energía infrarroja absorbi-

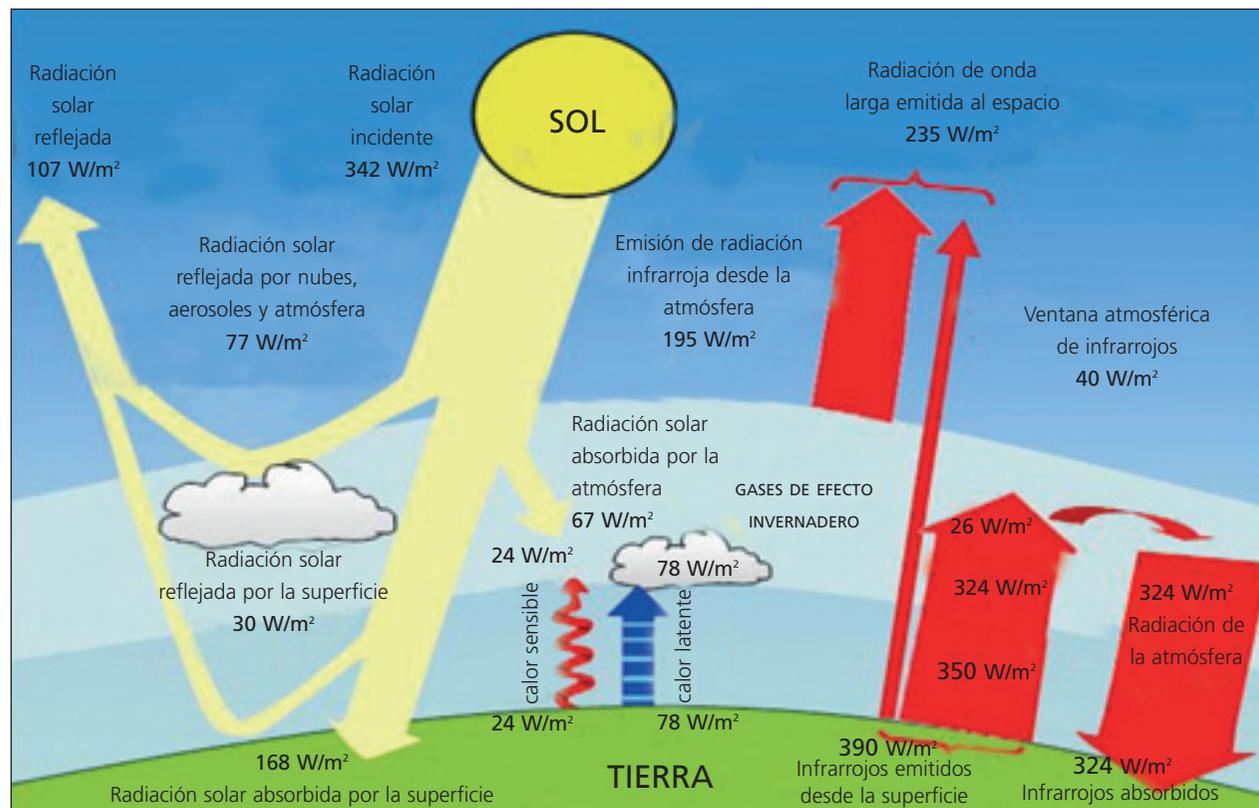


Figura 7.4. Balance de radiación a escala global a diferentes niveles. Se trata de una visión equivalente a la que ofrece la figura anterior, si bien no se representa más que un área pequeña para facilitar la representación. En la superficie externa de la atmósfera la radiación solar incidente es igual a la radiación solar reflejada más la radiación térmica emitida por la superficie terrestre. Para explicar que la temperatura de la superficie terrestre sea de 15 °C se precisa considerar los gases de efecto invernadero.

da supone del 60 al 70% del total del efecto invernadero, la mayor contribución seguida por el dióxido de carbono, el metano, el ozono y los óxidos de nitrógeno.

Balance de radiación sobre la superficie terrestre

De la radiación que penetra en la atmósfera como media, una cuarta parte llega a la superficie terrestre de forma direc-

ta (radiación directa), a la que se une la radiación difusa para formar en conjunto la radiación solar global. Ésta, en condiciones óptimas (un día perfectamente claro y con los rayos de sol cayendo casi perpendiculares), sólo representa las tres cuartas partes de la energía que inciden en la capa exterior de la atmósfera terrestre. De esta fracción de radiación que alcanza la superficie terrestre una parte es reflejada en función del

ángulo de incidencia sobre la superficie expuesta y de la capacidad de la superficie para reflejar la radiación (albedo), mientras que otra parte es absorbida, motivando que se caliente la superficie y que en función de la temperatura alcanzada emita radiación térmica, estimándose que de los 342 W/m² de energía incidente media diaria, el 30% (más de 100 W/m²) sea reflejada por la Tierra y devuelta al espacio, hablándose de que el albedo de la Tierra es de 0.3 (sobre uno), del cual la mitad correspondería a las nubes y el resto al suelo, aunque esta proporción varía mucho en función del tipo de superficie, siendo muy alto en los polos debido a la capacidad del hielo para reflejar la radiación y muy bajo en las zonas ecuatoriales recubiertas por vegetación.

Si se analiza el balance de radiación (diferencia entre la radiación que sale y la que entra), el resultado es positivo en las zonas situadas entre el ecuador y los 35° de latitud norte y sur mientras que es negativo entre los 35° de latitud y los polos. En la figura 7.5 se ha representado la variación latitudinal de la radiación solar incidente o entrante y la suma de la radiación solar reflejada y la radiación térmica emitida por la superficie terrestre (radiación saliente): la superficie de las zonas donde el balance es positivo se calentaría hasta alcanzar teóricamente una temperatura tal que la radiación emitida se iguale a la radiación incidente, mientras que en las zonas con balance negativo la superficie se enfriaría hasta que la radiación emitida iguale a la radiación incidente, lo cual motivaría grandes diferencias de temperatura entre las zonas próximas a los polos y las próximas al ecuador. Afortunadamente no es así, pues el equilibrio energético no se alcanza igualándose la radiación entrante y saliente en cada zona, sino a través del transporte de energía entre zonas calientes (con superávit) y zonas frías (con déficit) mediante el calor transportado por los vientos (superficiales y de altura) y las corrientes marinas (superficiales y profundas), reduciéndose las diferencias de la variación zonal de la temperatura que aparecen relacionadas con la radiación, particularmente en el mar, mientras que en las zonas continentales la relación se desdibuja por la influencia de la variación de la altitud y del albedo.

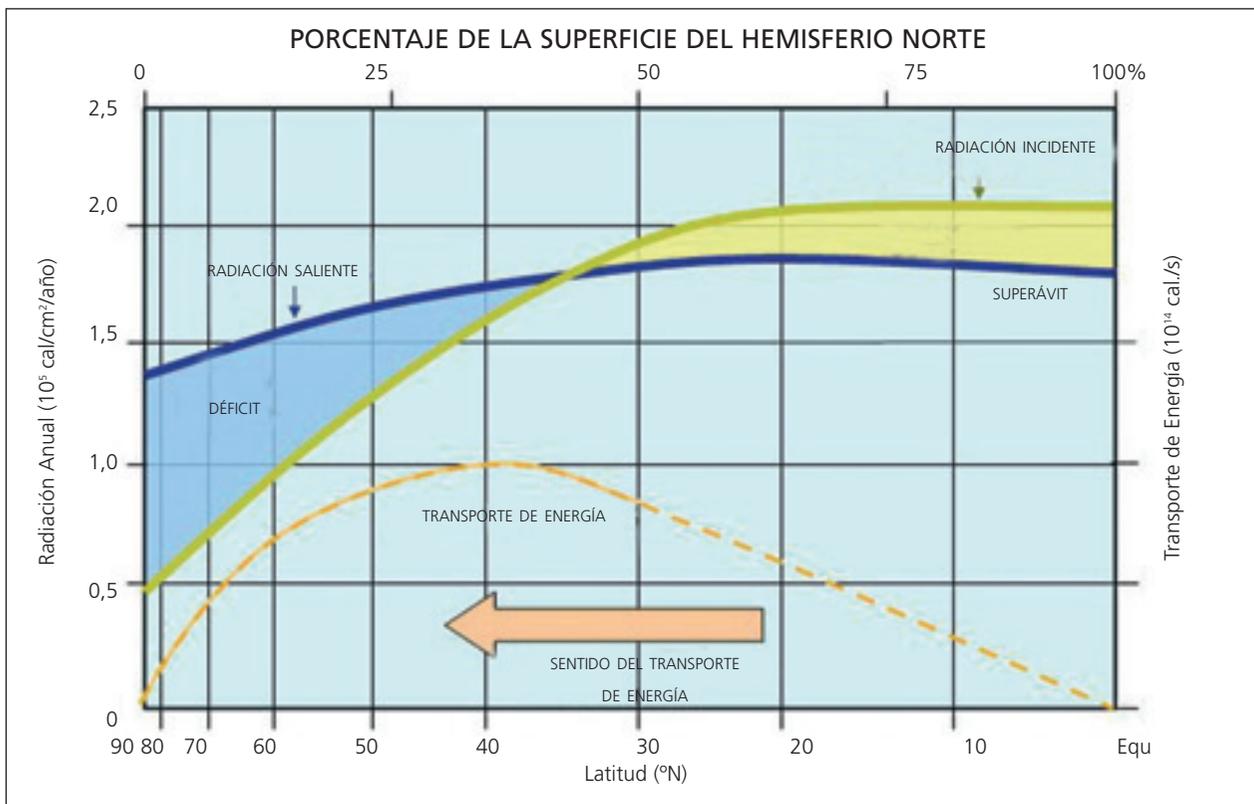


Figura 7.5. Variación latitudinal del balance de radiación. Las zonas con déficit tienden a enfriarse, mientras las zonas que presentan superávit tienden a calentarse. Pero esto no se produce de forma indefinida, debido al flujo de energía desde las zonas con superávit hacia las zonas con déficit. Reelaborado de Barry & Chorly (1986).

ESCALA ZONAL

Componentes de la variación zonal

La variación del balance de radiación se puede considerar resultado de una componente zonal, representada por la radiación potencial que varía en función de factores astronómicos relacionados con la latitud y el movimiento de la Tierra en torno al Sol, y de una componente intrazonal, que depende de la desigual distribución y capacidad térmica de los mares y de los continentes en cada zona, del diferente comportamiento térmico de

ambos y de la variación intrazonal de la nubosidad y del albedo, a lo que habría que añadir el efecto de los centros de actividad que condicionan el movimiento de masas de aire con diferente temperatura y contenido de humedad que, a su vez condicionan la estabilidad atmosférica y la producción de precipitaciones en los que se producen fenómenos de condensación que implican intercambios de calor latente asociado a los procesos de evaporación y de condensación del agua. Los primeros factores se analizan ahora a escala zonal, mientras que los demás se analizan a escala de mayor detalle. A este respecto, los factores astronómi-

cos que condicionan la radiación potencial están ligados a los movimientos de la Tierra respecto al Sol, que se considerarán tal como los aprecia un observador del sistema solar desde fuera del mismo (movimiento real), analizándose posteriormente desde la Tierra (movimiento aparente del sol), dependiendo de la latitud (Φ) del lugar, de la variación de la declinación solar (δ) a lo largo del año y del ángulo horario (ω) correspondiente al instante del día considerado. A este respecto, para diferenciar el efecto debido a cada uno de estos factores trataremos de ortogonalizar su variación seleccionando situaciones que lo permitan.

Efecto de la latitud

En la figura 7.6 se analiza el efecto de la latitud sobre la radiación durante el equinoccio (cuando la declinación es cero) y al mediodía (cuando el ángulo horario es cero), una situación en la que sólo varía la latitud permaneciendo fijos los demás factores. A este respecto, resulta útil diferenciar en la Tierra tres grandes zonas geográficas latitudinales en cada hemisferio (polar, templada, y tropical) y cinco zonas intermedias (dos subpolares en torno a los círculos polares, dos zonas subtropicales en torno a los trópicos y una zona ecuatorial en torno al ecuador).

Durante los equinoccios, debido a la esfericidad de la Tierra a mediodía, el ángulo de incidencia de los rayos solares sobre la superficie terrestre varía desde los noventa grados en el ecuador a los cero grados en los polos, afectando a la cantidad de radiación recibida por unidad de superficie y al calentamiento, que son mayores cuanto mayor es el ángulo de incidencia de los rayos solares al aumentar la energía recibida por unidad de superficie.

Influencia de la declinación solar

El segundo factor astronómico es la declinación solar (δ) o ángulo que forma el plano ecuatorial y el plano de la órbita terrestre alrededor del Sol (plano de la eclíptica). Varía con el movimiento de traslación de la Tierra a lo largo del año entre $\pm 23,45^\circ$ (figura 7.7), alcanzando un valor máximo ($\delta = +23,45^\circ$) en el solsticio de verano (el 22 de junio), un valor cero ($\delta = 0^\circ$) durante los equinoccios (el 23 de marzo y el 22 de septiembre), y un valor mínimo ($\delta = -23,45^\circ$) en el solsticio de invierno (el 22 de diciembre).

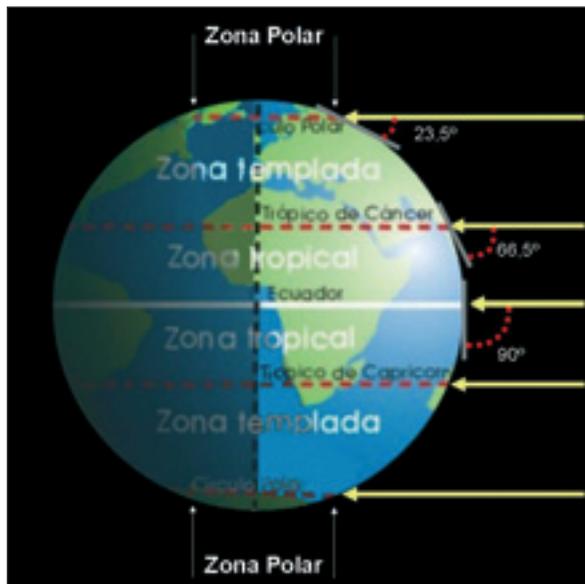


Figura 7.6. Variación del ángulo de incidencia de la radiación sobre la superficie como consecuencia de la esfericidad de la Tierra durante los equinoccios a mediodía. Se diferencian seis zonas principales (dos polares, dos templadas y dos tropicales) y cinco intermedias (dos subpolares, dos subtropicales y una ecuatorial). La inclinación de los rayos solares sobre la superficie terrestre varía de 0° en los polos a 90° en el ecuador, condicionando la cantidad de radiación recibida por unidad de superficie y la temperatura.

El efecto conjunto de la declinación y de la latitud se describe en la figura 7.8. Durante el solsticio de verano del hemisferio norte, cuando la declinación de la Tierra es de $+23,45^\circ$, se aprecia que la variación de la inclinación de los rayos solares es diferente que durante el equinoccio (declinación cero) motivando que el círculo polar ártico quede iluminado durante las 24 horas del día y que la radiación incida perpendicularmente en el trópi-

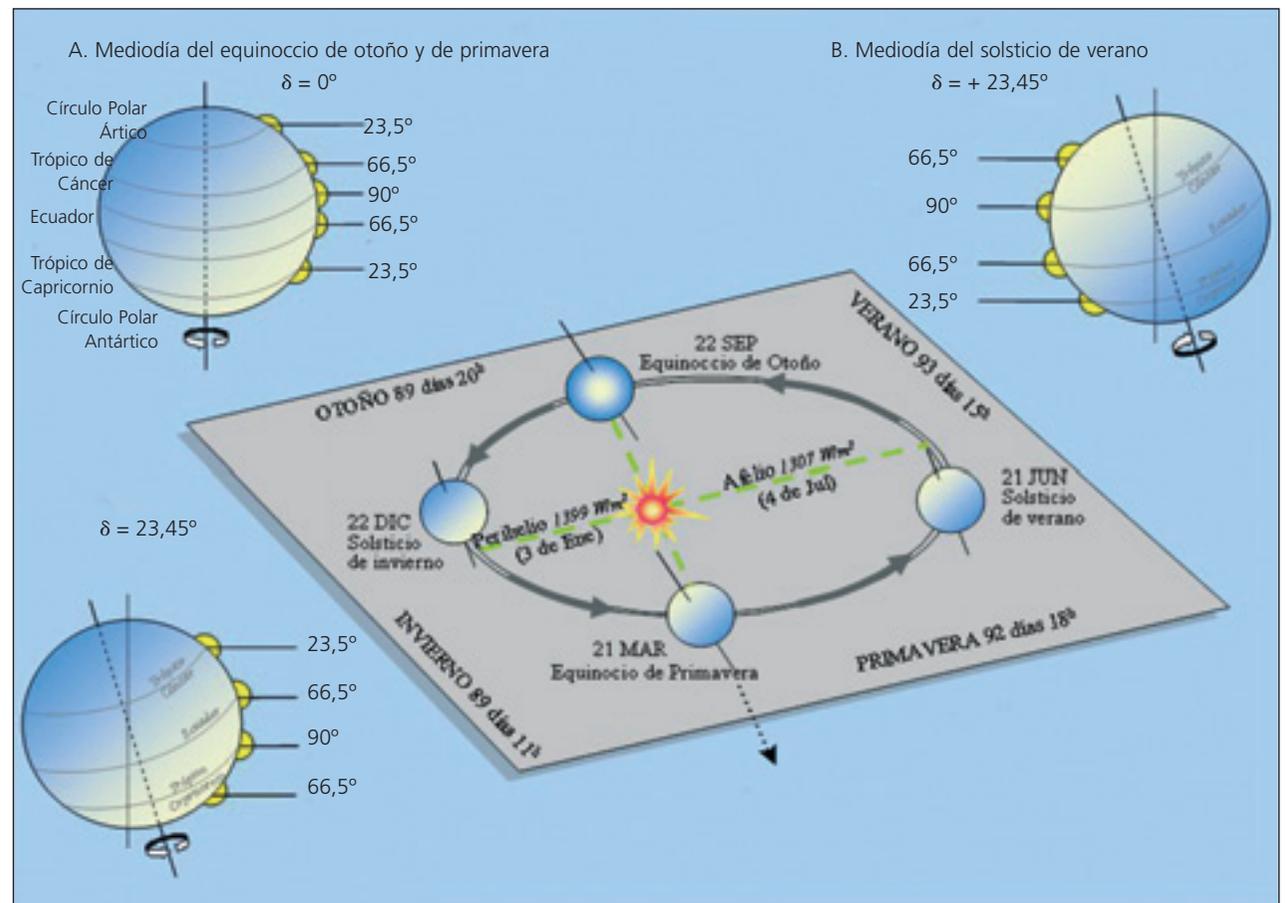


Figura 7.7. A lo largo del movimiento de traslación de la Tierra alrededor del Sol varía la declinación. El hemisferio norte está más expuesto a la radiación solar durante el solsticio de verano y el hemisferio sur durante el solsticio de invierno. Durante el equinoccio de primavera y otoño el eje de la Tierra es perpendicular al plano de la eclíptica.

co de Cáncer en lugar de en el ecuador como sucede durante los equinoccios.

Como resultado del efecto conjunto de la variación de la declinación solar y de la latitud, varía el ángulo de incidencia de los rayos solares sobre la superficie terrestre, pudiéndose diferenciar sobre cada hemisferio cinco zonas térmicas: polar, fría, templada, cálida y ecuatorial. Las zonas polares se localizan en torno a los polos y se

caracterizan por la gran inclinación de los rayos solares y las bajas temperaturas; las zonas frías se localizan entre la zona polar y la zona templada de cada hemisferio, siendo mayor el grado de inclinación de los rayos solares y más elevadas las temperaturas que en las zonas polares; las zonas templadas se localizan entre la zona fría y la zona cálida, aumentando en ella la inclinación de los rayos solares y la temperatura; las zonas cálidas se localizan entre las zonas

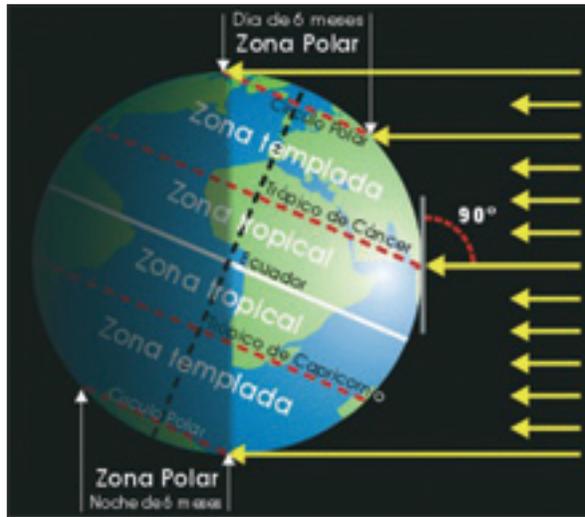


Figura 7.8. Distribución de la radiación solar durante el verano del hemisferio norte, apreciándose que la radiación es mayor en este hemisferio que en el sur, disfrutando durante esta época la zona polar de periodos en los cuales el sol brilla durante las 24 horas del día, aunque un ángulo de incidencia muy bajo (23,45°).

templadas de ambos hemisferios, a uno y otro lado del ecuador y presentan los valores más altos de radiación y de temperatura; finalmente, la zona ecuatorial se sitúa en torno al ecuador.

Efecto del ángulo horario

El tercer factor astronómico es el ángulo horario (ω), que corresponde al ángulo entre la posición del sol a la hora consi-

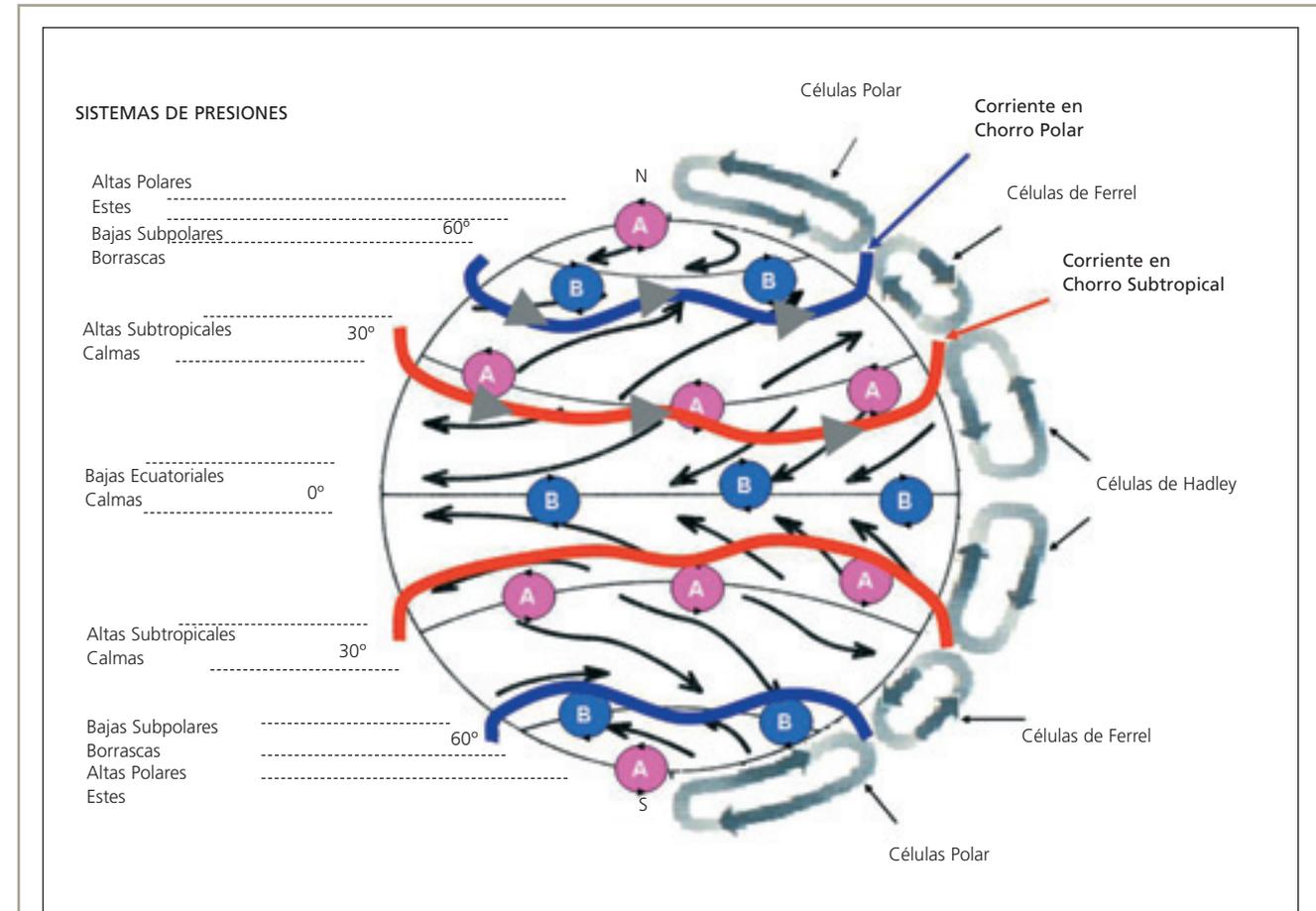


Figura 7.9. Distribución esquemática de los principales centros de acción que condicionan el movimiento de las masas de aire y el movimiento de las corrientes superficiales que, junto a las corrientes marinas profundas, permiten explicar la variación del clima a escala global.

derada y al mediodía (las 12:00 hora solar local), medido sobre el círculo de su órbita y considerando ángulos negativos antes del mediodía y positivos después del mediodía. A este respecto, el sol se mueve a una velocidad de 15° por hora (resultado de dividir 360° por 24 horas) y el valor máximo de altura solar y de radiación potencial sobre un plano horizontal se produce al mediodía, alcanzando el valor cero al ocaso y al amanecer.

ESCALA REGIONAL

Componentes de variación

Aunque dentro de cada zona latitudinal la radiación potencial es homogénea, se producen diferencias intrazonales debidas a la dinámica atmosférica, a que la distribución de los mares y de los continentes no es igual en todas las zonas y a su desigual

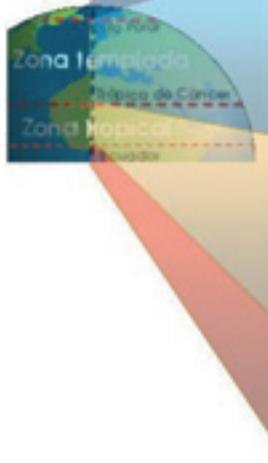
comportamiento térmico, a la variación de la nubosidad y del albedo y al comportamiento azonal de los centros de actividad.

Dinámica atmosférica

En las zonas próximas al ecuador, en las cuales la radiación es más intensa y la temperatura alcanza valores más elevados durante la mayor parte del año, el aire caliente asciende a la vez que se enfría, produciéndose en superficie zonas de bajas presiones (borrascas), mientras que en la parte alta de la troposfera se acumula el aire relativamente frío formándose zonas de alta presión, desde las cuales el aire se desplaza hacia latitudes más altas, pero en lugar de seguir los meridianos se desvían hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur debido a la fuerza de Coriolis, presentando los vientos una componente SO en el hemisferio norte y una componente NO en el hemisferio sur. Además, debido a que durante su ascenso y desplazamiento en altura el aire se enfría, aumenta su densidad motivando que en torno a los 30° de latitud inicie su descenso a la vez que se calienta, provocando la acumulación de aire cálido en la superficie de esas latitudes que forman las "altas presiones subtropicales" (figura 7.9).

Desde los centros de altas presiones subtropicales el aire caliente y seco se desplaza hacia los polos con componente SE en el hemisferio norte y NE en el hemisferio sur, y hacia el ecuador con componente NE en el hemisferio norte y SE en el hemisferio sur configurando el sistema de vientos alisios de ambos hemisferios que convergen en la zona de convergencia intertropical (ZCIT), situada un poco más al norte del ecuador en verano y un poco más al sur en invierno, alimentando el flujo ascendente de aire caliente de la zona ecuatorial, cerrando el ciclo que constituye la célula de Hadley (figura 7.9).

En torno a los polos, se acumula aire frío que se desplaza hacia los trópicos con componente NE en el hemisferio norte y componente SE en el hemisferio sur, si bien su avance se ve interrumpido al encontrarse con el aire cálido que fluye desde las altas presiones subtropicales hacia los polos sin que se mezclen, quedando separadas la masa de aire frío y cálido por una superficie que se conoce como "frente polar". Además, en determina-



ORIGEN DE LA MASA DE AIRE			CARACTERÍSTICAS		
Zona latitudinal	Medio	Clave	Generales	Temp. media (°C)	Hum. Abs. (g/m³)
ÁRTICA (A)	Continental o polar	(A)	Muy frío y seco	-46	0,1
	Continental	(cP)	Frío y seco	-11	1,4
TEMPLADA (P)	Marítimo	(mP)	Frío y húmedo	4	4
	Continental	(cT)	Cálido y seco	24	11
TROPICAL (T)	Marítimo	(mT)	Cálido y húmedo	24	17
	Continental o marítimo	(E)	Cálido y húmedo	28	19

Figura 7.10. Clasificación de las masas de aire en función de sus características de temperatura y humedad que dependen del lugar donde se originan y condicionan su estabilidad. Las características de las masas de aire desempeñan un papel clave en la determinación del tiempo, del clima y del paisaje de las zonas afectadas.

das zonas, la masa de aire frío y pesado actúa como una cuña elevando el aire caliente y ligero, que al ascender origina que se forme en superficie una zona de baja presión que gira en el sentido inverso a las agujas del reloj en el hemisferio norte con un frente frío y un frente cálido en los que se producen precipitaciones. Estas borrascas se desprenden del frente polar, siendo desplazadas por los vientos del oeste, alcanzando las zonas oeste de

los continentes y llegando incluso a Canarias. Estas borrascas finalmente se ocluyen cuando el frente frío alcanza al cálido, ascendiendo el aire cálido a la vez que se enfría, contribuyendo a alimentar el flujo de aire polar descendente que forma la zona de "altas presiones polares" situado en cada polo cerrando la "célula de circulación polar" que es más baja y que se encuentra menos diferenciada que la célula de Hadley (figura 7.9).

En las zonas de contacto entre las células de Hadley y de Ferrel, y en las zonas de contacto entre la célula de Ferrel y la célula polar, discurren en altura (a unos 10.000 m) corrientes relativamente estrechas de componente oeste que se conoce como "corrientes en chorro subtropical" y "corrientes en chorro polar" respectivamente que siguen un flujo zonal, si bien presentan importantes oscilaciones latitudinales asociadas a los desplazamientos de los anticiclones y de las borrascas en las zonas templadas.

Centros de acción

Resultado de la dinámica atmosférica se forman sobre la superficie terrestre una serie de altas presiones (anticiclones) en las que en superficie el aire es divergente y gira en el sentido de las agujas del reloj en el hemisferio norte y en sentido inverso en el hemisferio sur, y una serie de bajas presiones (borrascas) en las cuales el aire es convergente en superficie y gira en sentido opuesto a los anticiclones, que constituyen en conjunto lo que se conoce como "centros de acción" zonales estrechamente relacionados con las corrientes en chorro.

Los centros de acción referidos no permanecen fijos, sino que se desplazan conjuntamente con las corrientes en chorro y la zona de convergencia intertropical (ZCIT) hacia el sur durante el invierno en el hemisferio norte como consecuencia del aumento de la presión del aire frío del vórtice polar ártico, y hacia el norte durante el verano al aumentar la presión del vórtice polar austral y retraerse el vórtice ártico. Lo mismo ocurre en el hemisferio sur durante el invierno y el verano austral.

El carácter circular de los centros de acción, unido al giro de los vientos en torno a ellos y a su desplazamiento nortesur que condiciona la dirección y naturaleza del viento que llega a cada zona, contribuye a que existan diferencias meteorológicas y climáticas dentro de cada zona.

Distribución de los mares y de los continentes

Debido a la desigual distribución y comportamiento térmico de los mares y de los continentes, dentro de cada zona se producen diferencias intrazonales en el balance de radiación moti-

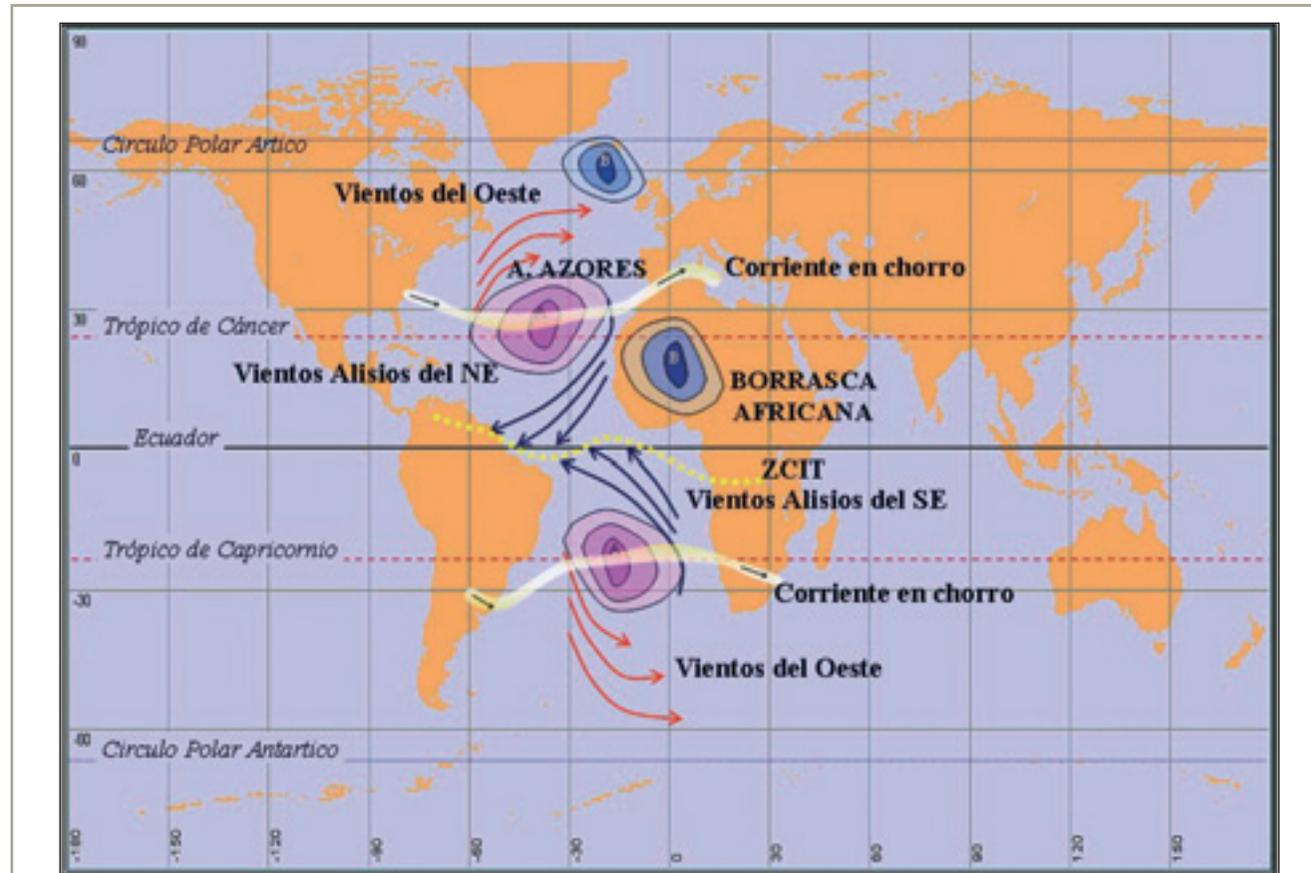


Figura 7.11. Posición del Anticiclón de las Azores y de la corriente en chorro. Ambos se desplazan hacia el norte en el período cálido aumentando las situaciones de tiempo sur y alisio, y hacia el sur durante el periodo frío posibilitando el acceso de las borrascas del oeste y el aire frío del norte, que desempeña un papel determinante en el clima de Canarias.

vando la aparición de "centros de acción no zonales" como la borrasca que se forma sobre el Sahara, que condiciona los vientos dominantes en Canarias durante ciertos periodos.

En la figura 7.10 se han clasificado las masas de aire en función del carácter marítimo (m) o continental (c), y de su origen ártico (A), tropical (T) o ecuatorial (E), que condicionan su temperatura y humedad. En esta clasificación se ha seguido la tradición de calificar de polares a las masas de aire frío aunque no

procedan de los polos sino de la zona templada, y de tropicales a las masas de aire cálido aunque no procedan de los trópicos, mientras que las masas de aire frío de Siberia que proceden de zonas muy próximas a los polos se califican de árticas. Al combinar las categorías referidas se obtienen las siguientes clases: aire ártico (A), aire polar continental (cP), aire polar marítimo (mP), aire tropical continental (cT), aire tropical marítimo (mT) y aire ecuatorial (E).

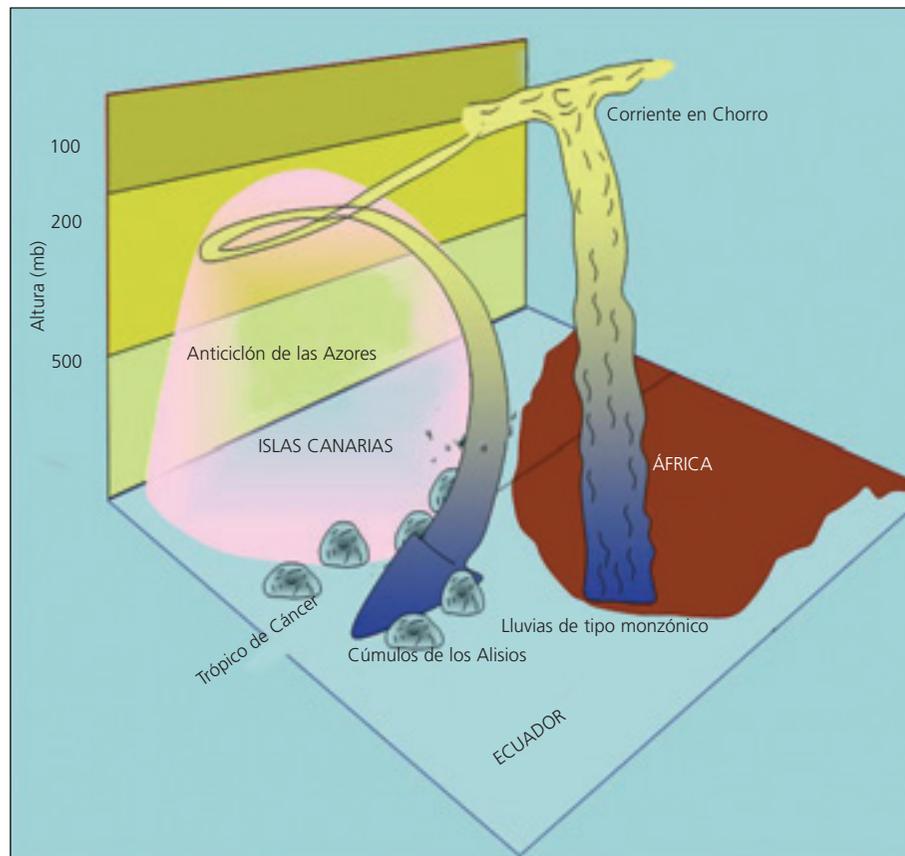


Figura 7.12. Posición del Anticiclón de las Azores y de la corriente en chorro. Ambos se desplazan hacia el norte en el período cálido aumentando las situaciones de tiempo sur y aliso, y hacia el sur durante el periodo frío posibilitando el acceso de las borrascas del oeste y el aire frío del norte, que desempeña un papel determinante en el clima de Canarias.

Como consecuencia del desplazamiento de los centros de acción, a lo largo del año una región se ve afectada por masas de aire seco y cálido cuando los vientos proceden de zonas continentales áridas (cT), por masas de aire húmedo y cálido (mT) cuando los vientos proceden de áreas marítimas ecuatoriales,

por aire frío y húmedo cuando procede de la zona marítima templada (mP), o por aire frío y seco cuando procede de Siberia, de la cuenca ártica o del Canadá septentrional (cP).

Las zonas orientales y occidentales de los continentes, están expuestas a diferentes sistemas de vientos que acentúan las

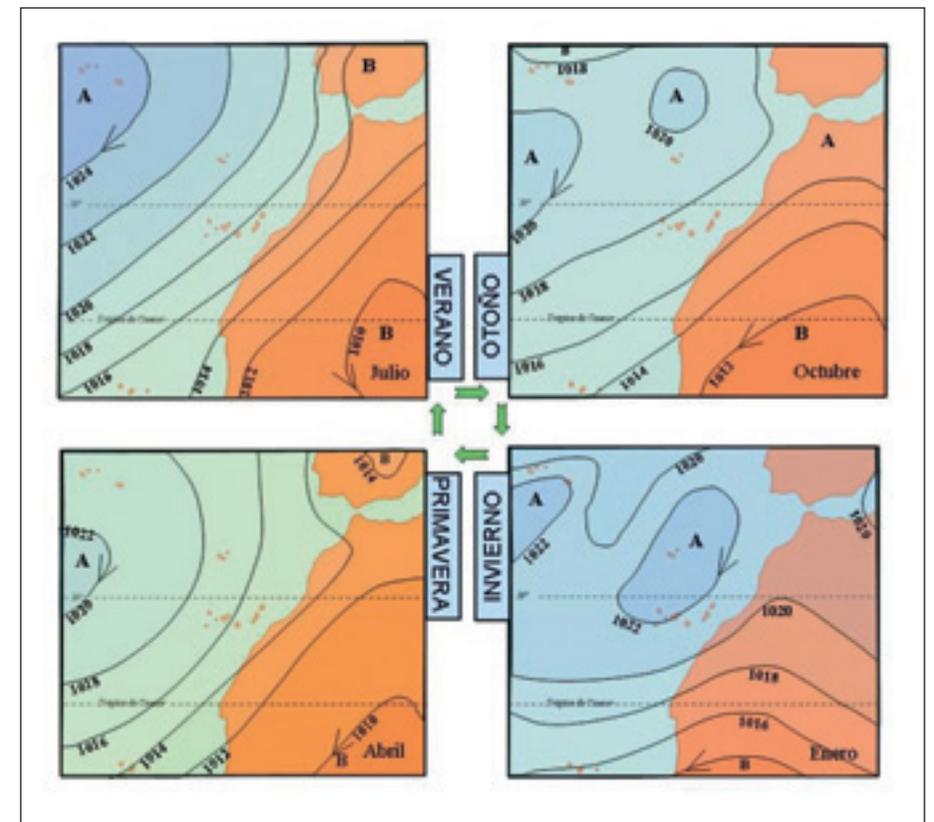


Figura 7.13. Variación de los centros de acción en la región de Canarias a lo largo del año. En julio el anticiclón de las Azores se sitúa por encima de los 30° de latitud N y se encuentra bien definido; en octubre pierde fuerza a la vez que baja en latitud y comienzan a dibujarse algunos núcleos de altas presiones de origen polar, proceso que se acentúa en enero, posibilitando el acceso de las borrascas pero a partir de abril el anticiclón de las Azores comienza a ascender y a adquirir fuerza evolucionando hacia la situación del verano. Reelaborado de Font Tullot (1956).

diferencias intrazonales. Así, los márgenes occidentales de los continentes situados en la zona templada presentan características específicas, que llevan a diferenciar un clima regional específico como el clima mediterráneo en la que se encuadra Canarias; si bien, debido a su carácter archipelágico y a su posición subtro-

pical, se diferencia de otras zonas mediterráneas y se le caracteriza como clima mediterráneo subtropical.

ESCALA SUBREGIONAL O ARCHIPIELÁGICA. TIPOS DE TIEMPO EN CANARIAS

Importancia del anticiclón de las Azores en Canarias

El tiempo de Canarias, como el de cualquier otra zona, depende de la distribución de los centros de acción a lo largo del año (situaciones sinópticas) que condicionan el origen, la naturaleza y la estabilidad de las masas de aire. A este respecto, en el caso de Canarias resulta especialmente significativo el anticiclón de las Azores pues condiciona la actuación de otros centros de acción.

El anticiclón de las Azores es una zona de altas presiones subtropicales desde cuyo flanco occidental soplan vientos de componente SO que empujan hacia Europa las borrascas que se desprenden del frente polar, mientras que desde su flanco oriental soplan los vientos alisios de componente NE que convergen en la zona de convergencia intertropical (ZCIT), como se aprecia en la figura 7.11. Aunque el anticiclón recibe ese nombre porque se localiza con cierta frecuencia sobre las islas Azores su posición varía durante el año. Durante el periodo frío (finales otoño, invierno y principio de la primavera) se desplaza hacia el sur al reforzarse el vórtice polar ártico, posibilitando que accedan a Canarias las borrascas atlánticas; mientras que durante el periodo cálido (finales primavera, verano y principios de otoño) al aumentar la radiación y replegarse el aire frío del vórtice polar, se desplaza hacia el norte cerrando el anticiclón el acceso a Canarias de las borrascas del oeste y el aire frío del norte, mientras que aumenta la frecuencia e intensidad de los vientos alisios del NE y se deja paso libre a los vientos del sur.

A este respecto, los alisios aumentan su intensidad cuando se refuerza el anticiclón de las Azores y se establece una borrasca térmica no zonal sobre África como consecuencia del calentamiento de la superficie del desierto del Sahara durante el periodo cálido. A su vez, los desplazamientos del anticiclón están ligados a las oscilaciones que experimenta la corriente en chorro

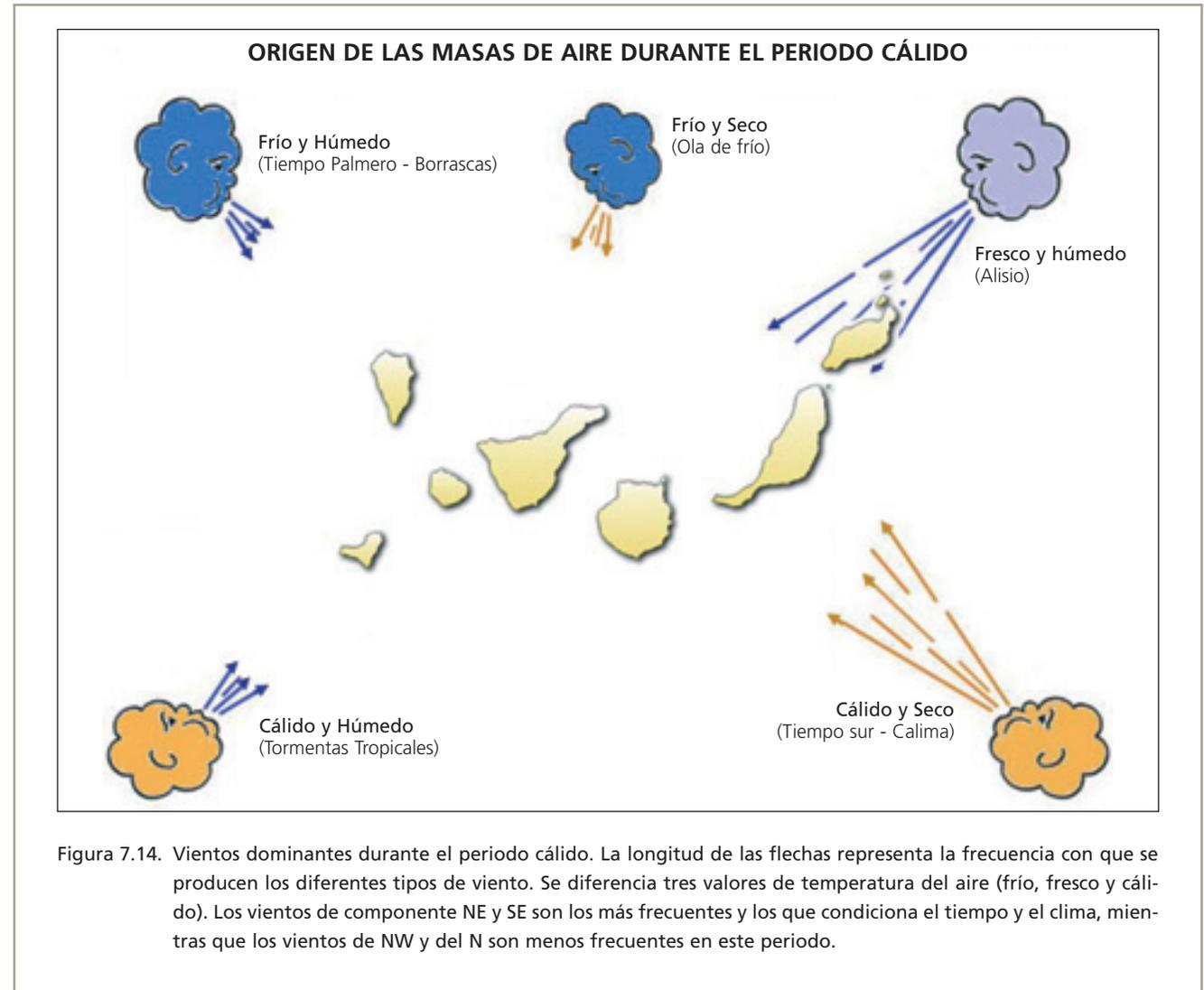


Figura 7.14. Vientos dominantes durante el periodo cálido. La longitud de las flechas representa la frecuencia con que se producen los diferentes tipos de viento. Se diferencia tres valores de temperatura del aire (frío, fresco y cálido). Los vientos de componente NE y SE son los más frecuentes y los que condiciona el tiempo y el clima, mientras que los vientos de NW y del N son menos frecuentes en este periodo.

subtropical, tal como se puede ver en la figura 7.12 que muestra la relación entre la corriente en chorro y el anticiclón de las Azores.

El desplazamiento del anticiclón de las Azores posibilita que en Canarias incidan diferentes situaciones sinópticas a lo largo del año que condicionan la variación del tiempo atmosférico y

que se esquematizan en la figura 7.13. En ella se aprecia que, durante el verano, el anticiclón aparece bien definido sobre las Azores, alcanzando más de 1024 mb, mientras que sobre el Sahara se forma una borrasca térmica. Ambos centros de acción favorecen el flujo de los alisios del NE, que es el tiempo atmosférico más frecuente de Canarias, al menos durante el verano. Sin

embargo, durante el otoño el anticiclón de las Azores se debilita a la vez que se desplaza hacia el sur, disminuyendo la intensidad del alisio, proceso que se acentúa durante el invierno, cuando las borrascas atlánticas y los temporales del norte alcanzan Canarias con mayor frecuencia. En primavera se inicia la evolución hacia la situación del verano aunque las borrascas atlánticas siguen accediendo a Canarias.

Principales tipos de tiempo en Canarias

Como primera aproximación se pueden diferenciar los tipos de tiempo más frecuente durante el periodo cálido y durante el periodo frío. Durante el periodo cálido, el anticiclón se sitúa al norte de Canarias y aumenta la frecuencia de los alisios y de los vientos de componente sur, como se esquematiza en la figura 7.14, en la que la longitud de las flechas indicativas de los vientos de cada dirección es proporcional a su frecuencia. Los vientos alisios del NE aportan aire fresco y húmedo a la vez que aumenta la frecuencia del viento de componente sur cálido, seco y con calima.

La variación de la zona afectada por los alisios se ha representado en la figura 7.15, apreciándose que su área de influencia se extiende hacia el norte durante el verano afectando a Canarias, mientras que durante el invierno el área de influencia se desplaza hacia el sur afectando a Canarias con menor frecuencia. Durante el verano, con cierta frecuencia, el alisio es sustituido por aire seco y cálido procedente del desierto africano que arrastra polvo del desierto en suspensión reduciendo la visibilidad (calima), y que se conoce como "tiempo sur". En su recorrido hacia Canarias las capas inferiores de este aire procedente del desierto se enfrían al entrar en contacto con el agua del mar mientras que las capas superiores mantienen su elevada temperatura produciéndose una inversión térmica que se inicia desde la superficie del suelo. El polvo en suspensión y las elevadas temperaturas que acompañan a esta situación atmosférica afectan negativamente a los cultivos y a la población, especialmente en Santa Cruz, ya que las emisiones de la refinería no ascienden, sino que permanecen próximas al suelo debido a la inversión. Las Islas Canarias también puede verse afectadas por el aire cálido

DISTRIBUCIÓN ZONAL DE LOS VIENTOS ALISIOS Y DE LAS CALMAS ECUATORIALES



Figura 7.15. La zona afectada por los alisios durante el verano asciende más al norte durante el periodo cálido al desplazarse el anticiclón de las Azores también hacia el norte posibilitando que las islas Canarias se vean afectadas por los alisios con más frecuencia que durante el invierno. Reelaborado de Barry y Chorly (1986).

do y húmedo de componente SO, aunque esta situación sólo se produce de forma muy ocasional.

Durante el periodo frío el anticiclón de las Azores se desplaza hacia el sur y las islas se ven afectadas con menor frecuencia por el alisio a la vez que aumenta la frecuencia de las borrascas atlánticas de componente NO, de los vientos fríos y secos de origen ártico (Siberiano) y de los vientos marítimos y fríos de com-

ponente NO de origen polar que, si encuentran sobre Canarias aire cálido y húmedo, aumentan la inestabilidad de la atmósfera y provocan importantes precipitaciones (figura 7.16).

En realidad, no existe una relación unívoca entre periodos y tipos de tiempo, sino que la relación es estadística, viéndose afectada la frecuencia con la que se producen diferentes tipos de tiempo en cada periodo. En la tabla 7.1 se ha representado la

ten diferencias entre islas en función de su distancia al continente, debido a la corriente fría de Canarias, a la elevación y forma de las islas, así como al albedo que tiene cada una en función de su tipología geológica y cobertura vegetal, que contribuyen a que cada isla presente características climáticas específicas que dan lugar a una gran variación interinsular.

ESCALA INSULAR

Carácter y componentes de la variación intrainsular

La variación a escala insular se refiere a la variación climática que se produce dentro de cada isla o variación intrainsular. La cual se puede descomponer en un componente de variación ligado a la altitud, otro ligado a la orientación y un componente de variación local.

El componente de variación ligado a la elevación del terreno viene definido por el gradiente altitudinal de carácter vectorial, si bien se pueden detectar discontinuidades ligadas a las inversiones térmicas en cuyo caso se diferencian unidades de variación en forma de mosaico. El componente de variación ligado a la orientación se describe definiendo sectores con diferente orientación respecto al sol y en función de su exposición a los vientos dominantes (fachadas a barlovento y sotavento). Estos sectores se caracterizan por presentar diferentes gradientes de variación de la temperatura y de la precipitación en función de la altitud, así como por el efecto de la topografía sobre la radiación. Por último, la variación local se produce dentro de cada sector en función de condiciones fisiográficas específicas.

Variación relacionada con la altitud

La variación altitudinal depende de la topografía y de la estructura de la parte baja de la atmósfera (troposfera).

En la troposfera la presión y la temperatura disminuyen con la altura siguiendo la temperatura un gradiente vertical de $0,7^{\circ}\text{C}$ cada 100 m de aumento lineal con la altitud. Sin embargo, este gradiente vertical de temperatura se ve alterado por la presencia de inversiones térmicas que se identifican porque la temperatura aumenta con la altura hasta cierta cota en lugar de disminuir,

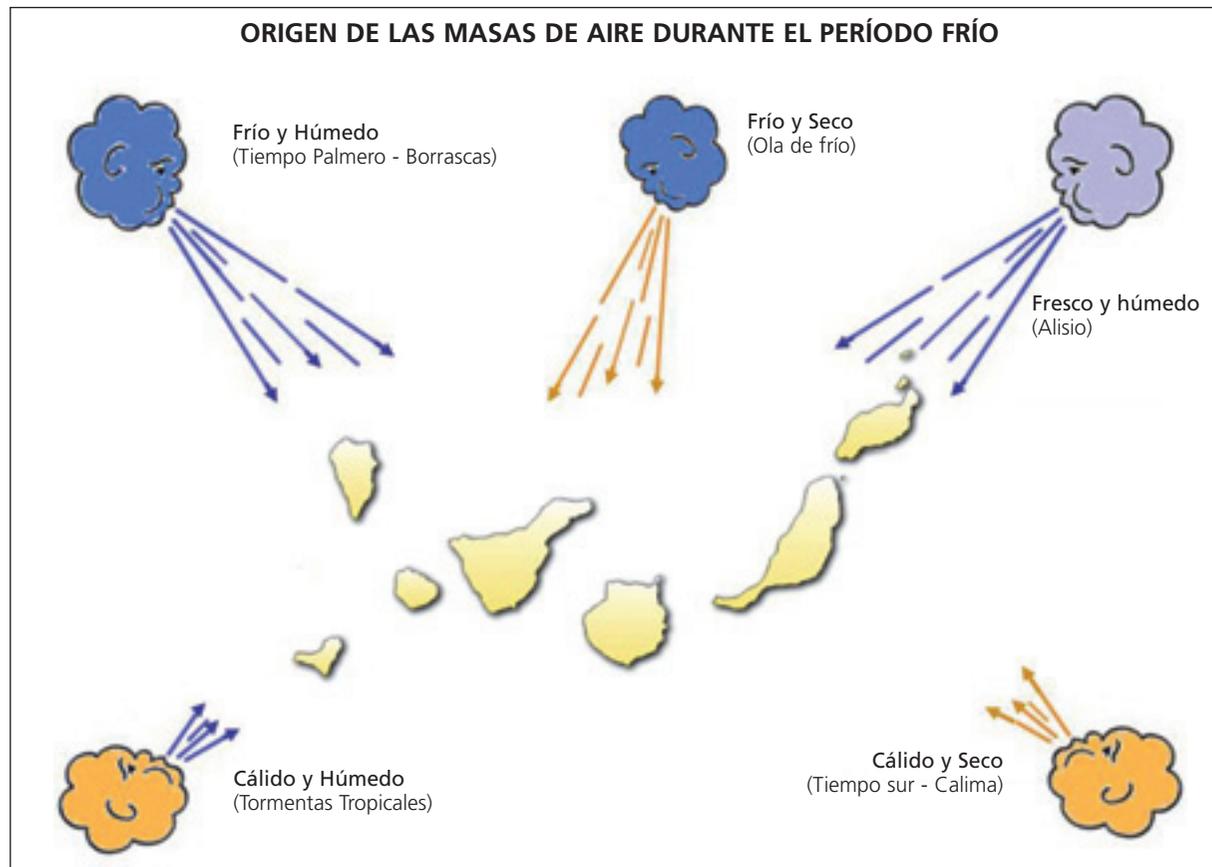


Figura 7.16. Vientos dominantes durante el periodo frío. La frecuencia con la que sopla el aire de cada dirección es proporcional a la longitud de las flechas. Al dominar los vientos de componente N en detrimento de los vientos de componente S, varía la naturaleza de las masas de aire que acceden a Canarias durante este periodo.

frecuencia mensual de los diferentes tipos de tiempos que afectan a Canarias, las situaciones sinópticas asociadas, la estructura y estabilidad de la atmósfera y las características climáticas que dan lugar, pudiéndose constatar que el alisio es el más frecuente durante todo el año, aunque durante el verano es dominante; también se puede apreciar que el tiempo sur no se produce sólo durante el verano, sino también, aunque con menor fre-

cuencia, durante el periodo frío y que las tormentas tropicales afectan a Canarias sólo ocasionalmente.

Variación interinsular

Aunque toda Canarias se ve afectada por condiciones comunes en cuanto a situaciones sinópticas, procedencia de los vientos y naturaleza de las masas de aire, hay que constatar que exis-

como es lo habitual. Lo cual tiene una gran trascendencia, pues impide que el aire de las capas inferiores pueda ascender, dado que para que el aire ascienda se precisa que el aire del entorno sea más frío. Por ello se dice que las inversiones confieren estabilidad a la atmósfera ya que dificultan los movimientos verticales del aire impidiendo de esta forma que se produzcan precipitaciones.

Sobre las Islas Canarias se produce una inversión térmica a una altura variable ligada a los vientos alisios que permite diferenciar una capa de aire húmedo por debajo de la inversión y una capa superior de aire seco por encima de la inversión (figura 7.17). En la capa inferior húmeda dominan los vientos alisios, que al alcanzar las laderas situadas a barlovento se ven impulsados a ascender disminuyendo su temperatura a la vez que aumentan la humedad relativa, de manera que al alcanzar el nivel de condensación se inicia la formación de nubes, hasta alcanzar el límite inferior de la capa de inversión donde cesa el ascenso formándose una capa de estratocúmulos con límites bien definidos, que recibe el nombre de "mar de nubes" a tenor de su aspecto brillante y liso cuando se observa desde las cumbres, mientras que visto desde abajo recibe el calificativo de "panza de burro".

El mar de nubes produce escasas precipitaciones debido a la gran estabilidad de la atmósfera propiciada por la inversión. Sólo cuando se produce un flujo continuo de nubes sobre una superficie cubierta de vegetación (árboles, arbustos) las gotas de agua de las nubes se agregan y se depositan sobre la vegetación dando lugar al fenómeno que se conoce como "precipitación horizontal", que puede llegar a producir localmente un volumen de agua varias veces superior al producido por la precipitación normal. Además, el mar de nubes tiene una gran influencia sobre la vegetación y sobre los cultivos al reducir la radiación y por lo tanto el estrés hídrico que sufren las plantas (particularmente crítico durante el verano), y evitando la mineralización de los suelos de modo que la zonas de vegetación situadas por debajo del mar de nubes experimentan un desarrollo mayor que en el caso de no producirse el mar de nubes a la vez que en las zonas en contacto con el mar de nubes se crea un ambiente

TIPO DE TIEMPO	FRECUENCIA CUALITATIVA							CARACTERÍSTICAS								
	ANUAL	MENSUAL						SITUACIÓN SINÓPTICA	ESTRUCTURA ATMOSFÉRICA	CLIMÁTICAS						
		E	F	M	A	M	J				J	A	S	O	N	D
DOMINIO DE LOS ALISIOS	MUY ALTA													El anticiclón de las Azores se desplaza hacia el norte y Canarias queda en su borde inferior. Se refuerza si existe una borrasca térmica en el Sahara.	Se diferencian dos capas separadas por una inversión térmica en altura. Alta estabilidad.	Vientos superficiales del NE. Vientos de NW en altura. Lluvia horizontal.
INVASIÓN DE AIRE CALIENTE AFRICANO	MEDIA													El anticiclón de las Azores se desplaza hacia el norte y la baja presión superficial de África se desplaza hacia el oeste.	Inversión de la temperatura desde la superficie. Estabilidad muy alta.	Viento superficial E-SE ó NE. Viento en altura del E-SE. Polvo en suspensión. Inversiones térmicas desde el nivel del mar.
IRRUPCIÓN DE AIRE POLAR/MARÍTIMO	ALTA													En el frente frío se produce una advección de aire frío polar o marítimo. La corriente en chorro se sitúa al oeste de las Islas.	Se rompe la inversión térmica generándose inestabilidad atmosférica.	Viento superficial y en altura NW. Descenso muy acusado de temperatura a partir de los 1500 o 2000 m. Precipitaciones de carácter convectivo.
DEPRESIONES FRÍAS	MEDIA													El índice zonal es bajo, los vientos zonales del oeste se fragmentan en células pudiendo dirigirse hacia el SE y establecerse entre Madeira y Canarias una depresión de aire polar frío.	Si la depresión alcanza la superficie se rompe la inversión térmica y se produce inestabilidad y grandes lluvias.	Viento superficial del S y del W en altura. Descenso de temperatura en las partes altas de las islas. Lluvias intensas.
ONDA EN LA CORRIENTE DEL ESTE	BAJA													Se refuerzan los anticiclones continentales (al NW de África sobre la Península) y se debilita el anticiclón del Atlántico.	Se establece una corriente del E-SE que puede producir perturbaciones ondulatorias.	Calima, lluvias fangosas y, a veces, grandes diluvios. Los temporales más fuertes de lluvia. Vientos del E-SE, sobre todo en altura.
DEPRESIÓN DEL FRENTE INTERTROPICAL	MUY BAJA													Depresiones asociadas al frente intertropical.	Inestabilidad.	Precipitación moderada. Viento del S-SW superficial y en altura.

Tabla 7.1. Frecuencia de las diferentes situaciones sinópticas que condicionan el tiempo en Canarias. Elaboración propia a partir de datos de Font Tullot (1956).

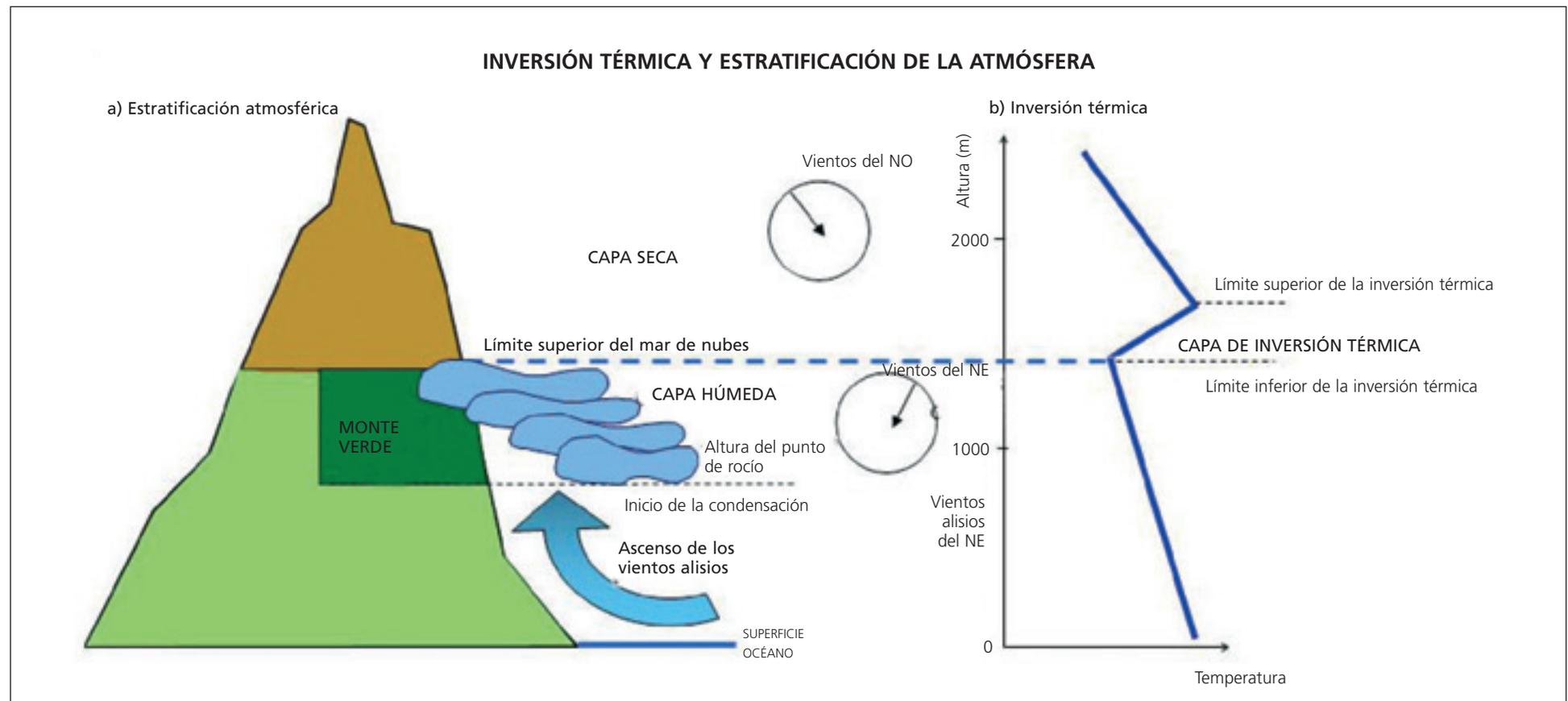


Figura 7.17. Estratificación de la atmósfera como consecuencia de la inversión térmica ligada al alisio. Se especifica la variación de la altitud media a la que se sitúa la capa inferior de la inversión térmica que sin embargo varía a lo largo del año.

húmedo y próximo a la saturación (100% de humedad relativa) en el que se puede desarrollar una vegetación de "monte verde".

La altura de la capa de inversión asociada al alisio no permanece constante, sino que varía a lo largo del año, afectando a la distribución de la vegetación. En la figura 7.18 se describe la variación del límite inferior de la inversión a lo largo del año elaborada

a partir de los datos de Font Tullot sobre la altura de la parte superior del "mar de nubes", en el que se muestra que la altitud a la que se sitúa la inversión es menor durante el verano, aumentando durante el invierno, el otoño y la primavera al verse reforzada la capa húmeda por la irrupción de aire polar marítimo.

La variación de la altitud de la inversión condiciona el grosor de la capa húmeda del aire y la variación altitudinal del mar de

nubes, que influyen a su vez sobre la nubosidad, sobre la radiación y sobre los fenómenos locales de precipitación horizontal.

Efecto de la nubosidad

Para evaluar el efecto de la nubosidad se utilizan los datos sobre nubosidad recogidos por las estaciones meteorológicas y la información que suministran los satélites meteorológicos.

EFECTO DE LA VARIACIÓN DE LA ALTITUD DE LA INVERSIÓN TÉRMICA A LO LARGO DEL AÑO SOBRE LA HUMEDAD DE LA ATMÓSFERA

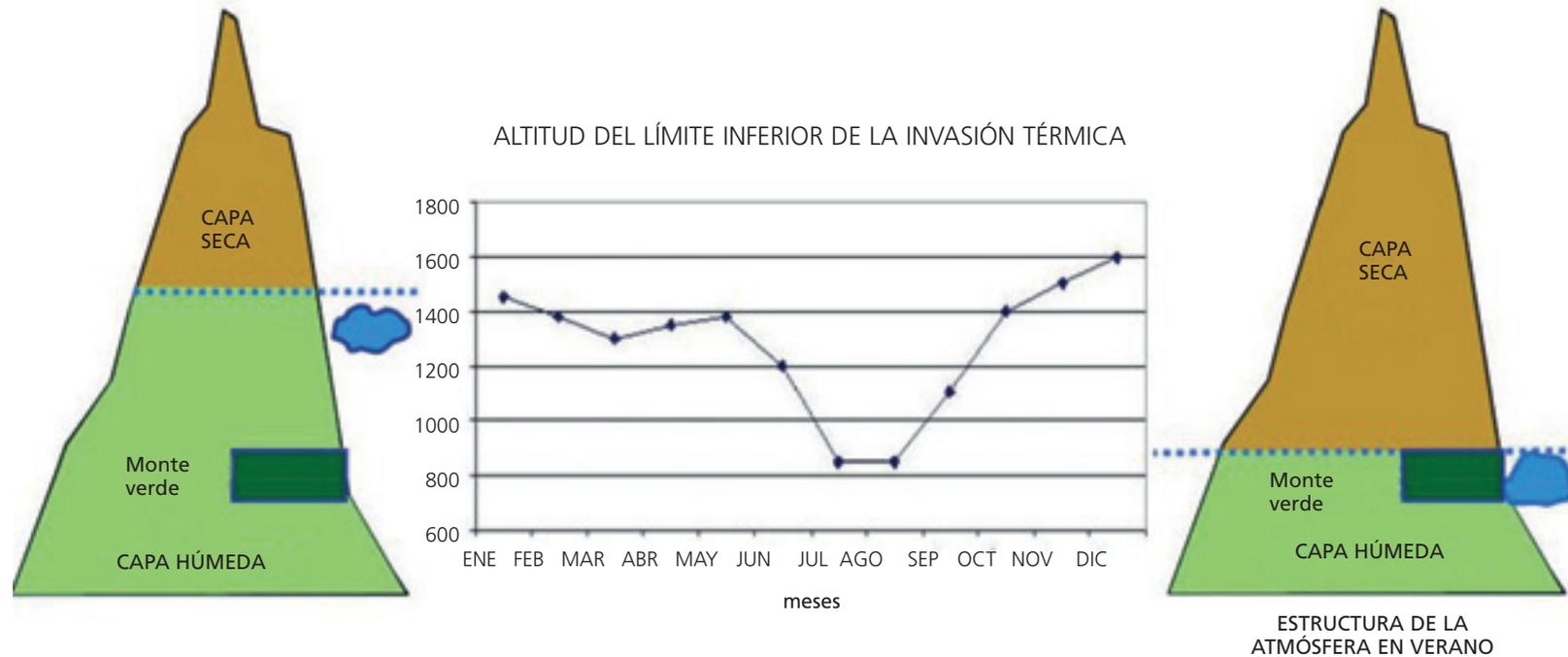


Figura 7.18. Efecto de la variación de la altitud de la inversión térmica a lo largo del año sobre el grosor de la capa húmeda de la atmósfera.

La "radiación potencial" es función exclusiva de la latitud, del día del año y de la hora. Sin embargo, la "radiación real" o "radiación efectiva" necesita considerar también la nubosidad y las obstrucciones producidas por la topografía del terreno.

En la figura 7.19 se compara el balance de radiación de una zona con baja nubosidad con otra de elevada nubosidad. Durante el día la radiación es más alta y las temperaturas más elevadas en las zonas con baja nubosidad debido a que las

nubes reflejan la radiación. Sin embargo, por la noche sucede a la inversa, debido a que las nubes dificultan en gran medida la pérdida hacia el espacio exterior del flujo de la radiación térmica emitida por la superficie terrestre. Consiguientemente, puesto que las temperaturas disminuyen durante el día y aumentan durante la noche en las zonas con nubes, la oscilación diaria de la temperatura es menor en las zonas con nubes produciéndose un efecto amortiguador de la amplitud diaria de las temperatu-

ras equivalente al que produce una masa de agua debido a su elevada capacidad calorífica. Además, aunque las nubes contribuyen al efecto invernadero, globalmente parece que contribuyen a que disminuya la temperatura.

Variación entre estaciones debido a las obstrucciones

La radiación se ve condicionada no sólo por la nubosidad sino también por otros elementos que obstruyen el flujo de la

radiación solar directa reduciendo las horas potenciales de sol, pudiendo intervenir elementos naturales del relieve, la vegetación o edificios que reducen el soleamiento potencial a escala local.

Hasta ahora se ha considerado el movimiento de la Tierra y del Sol tal como se percibe desde el exterior (figura 7.7). Sin embargo, para estimar el efecto de las obstrucciones resulta más práctico considerar el "movimiento aparente del sol" sobre el horizonte, lo que permite hacernos una idea mejor de la interacción de diferentes obstáculos sobre el soleamiento que recibe una superficie a lo largo del día.

En la figura 7.20 se considera que el sol se mueve sobre el horizonte a lo largo del día describiendo una trayectoria sobre la bóveda celeste en la que su posición aparente queda definida por la altura (ángulo sobre el horizonte) y el acimut (ángulo horizontal respecto al sur), alcanzándose la altitud máxima al mediodía, si bien el valor concreto depende de la época del año, siendo máximo durante el solsticio de verano cuando también el día es más largo y mínimo durante el solsticio de invierno, que es cuando el día es más corto, mientras que durante los equinoccios el sol sale por el este y se pone por el oeste, siendo iguales las horas de día que de noche. Sin embargo, fuera de los solsticios y los equinoccios, la descripción de la órbita solar es más compleja, siendo preciso utilizar expresiones matemáticas muy complejas para su cálculo en función de la latitud, de la época del año y del momento del día. Afortunadamente es posible describir el movimiento aparente del sol gráficamente utilizando cartas solares estereográficas y cartas cilíndricas elaboradas para cada latitud que permiten conocer la posición del sol a lo largo del día para diferentes fechas (meses).

Las cartas estereográficas representan el recorrido aparente del sol sobre una bóveda celeste esférica proyectando el recorrido sobre el plano (figura 7.20), ofreciendo una visión muy útil para el análisis del soleamiento de los edificios a partir de un mapa en planta.

Las cartas solares cilíndricas también representan el recorrido aparente del sol sobre la bóveda celeste, pero proyectando el recorrido del sol sobre un cilindro que rodea al observador (figu-

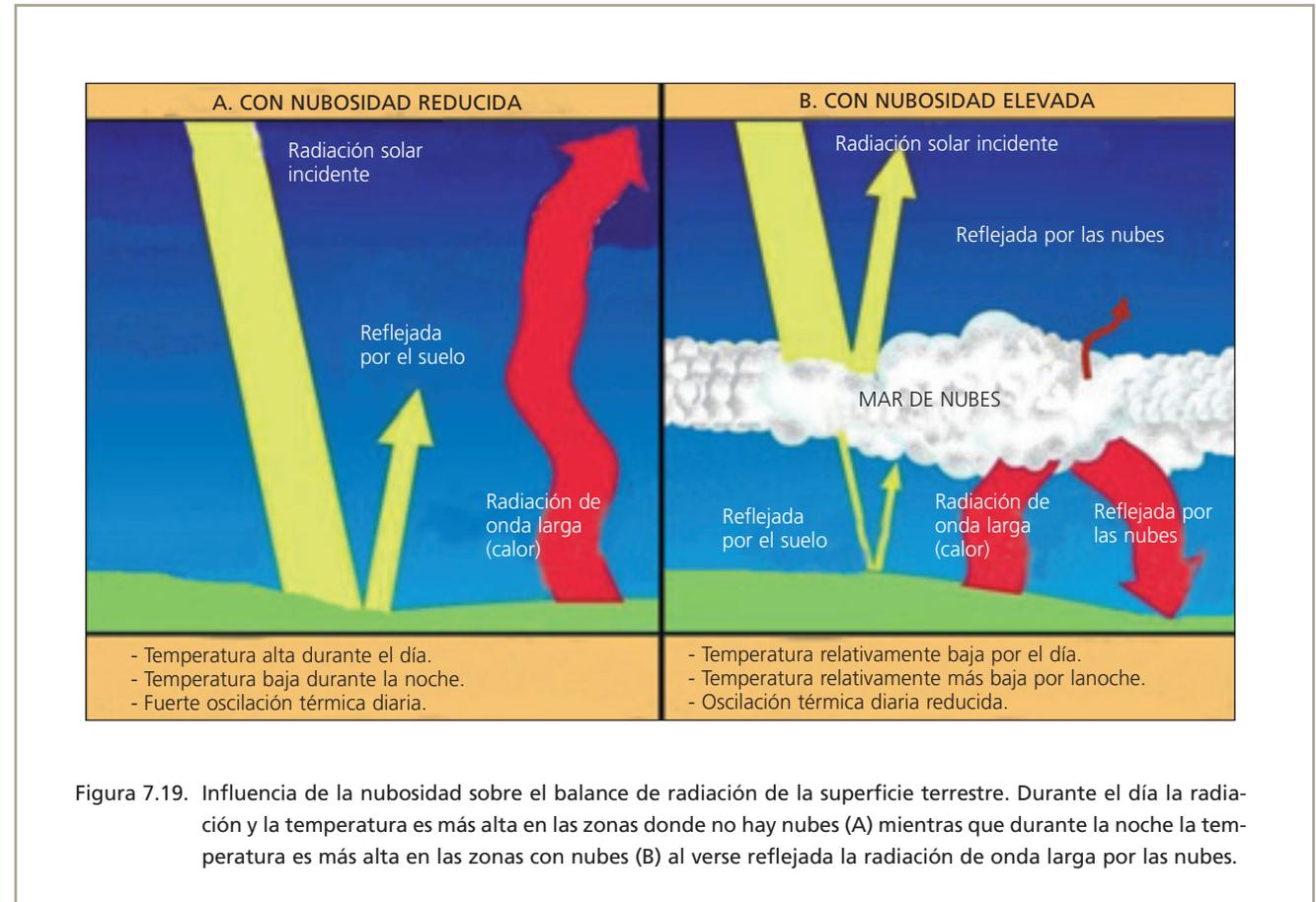


Figura 7.19. Influencia de la nubosidad sobre el balance de radiación de la superficie terrestre. Durante el día la radiación y la temperatura es más alta en las zonas donde no hay nubes (A) mientras que durante la noche la temperatura es más alta en las zonas con nubes (B) al verse reflejada la radiación de onda larga por las nubes.

ra 7.21) y proporcionando una representación plana especialmente práctica para determinar cómo afectan las obstrucciones del relieve o de los edificios al soleamiento.

A partir de las cartas solares elaborada para una determinada latitud se puede calcular la hora teórica de salida y de puesta del sol sobre el horizonte, la altura del sol hora a hora, las horas de sol en el caso de no existir nubes ("horas de sol potenciales"), y el efecto sobre el soleamiento debido a las obstrucciones naturales del terreno o por la presencia de obstrucciones artificiales como las que producen las paredes verticales de un edificio.

En la figura 7.22 se describe la variación de la altura del sol sobre el horizonte para una latitud media de Canarias (28°N), apreciándose que durante el solsticio de verano es máxima la altura solar y la duración potencial del día, mientras que durante el solsticio de invierno la altura solar y la duración del día alcanza un valor mínimo.

Para calcular la radiación solar real no basta el valor de la radiación potencial sino que se requiere tener en cuenta el efecto de la nubosidad y de las obstrucciones producidas por la topografía, lo que motiva que los valores de soleamiento reales sean inferiores a los potenciales, aunque habría que sumar el efecto

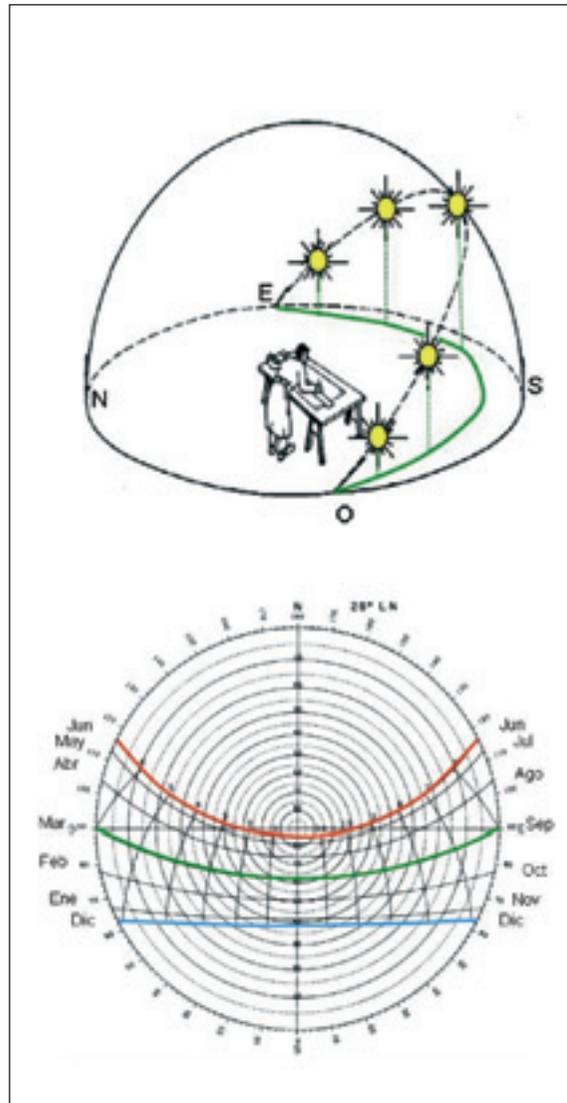


Figura 7.20. Carta solar estereográfica elaborada para los 28° N, que corresponde a la latitud media de Canarias. Se obtiene proyectando sobre el plano del horizonte el recorrido sobre una bóveda celeste esférica. La carta se ha tomado de E. G. Arrollo.

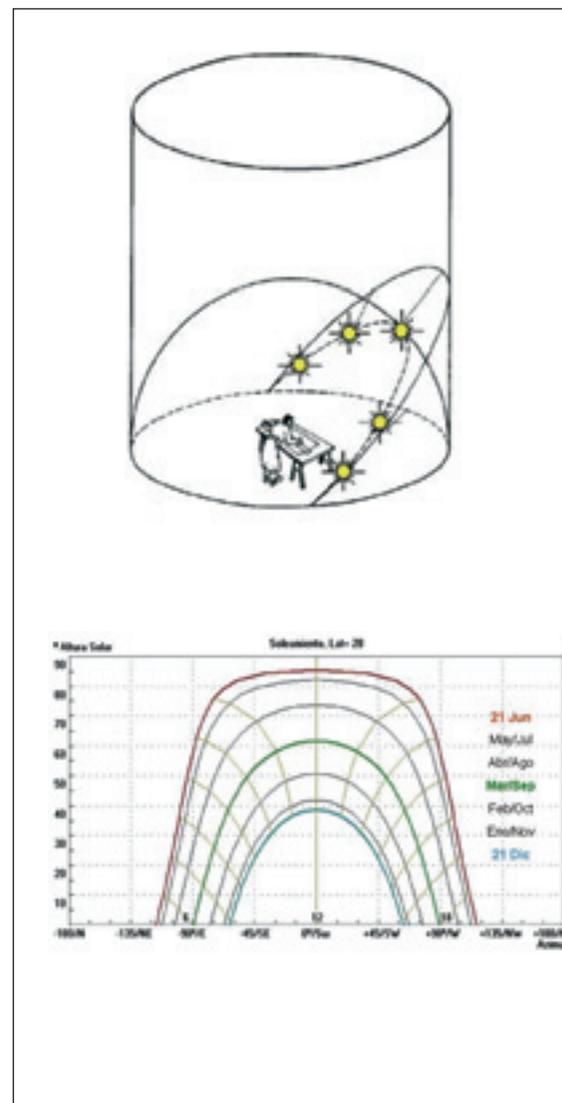


Figura 7.21. Carta solar estereográfica cilíndrica para una latitud de 28° N, que corresponde a la latitud media de Canarias. La carta se obtiene proyectando sobre un cilindro el recorrido aparente del sol sobre la bóveda celeste. La carta se ha tomado de M. M. Monroy.

de la radiación difusa y la radiación reflejada. A este respecto, las cartas solares cilíndricas permiten estimar el efecto de la obstrucción producida por el relieve u otros elementos como se describe en la figura 7.23.

Para aproximarnos a la insolación real se precisaría tener en cuenta también la nubosidad. En la figura 7.24 se representa la variación de la insolación potencial directa y de la insolación real (que incluye el efecto de las nubes y de las obstrucciones), apreciándose una clara diferencia que depende de las condiciones de nubosidad y de la topografía de cada lugar.

Como consecuencia del efecto combinado de las nubes y de las obstrucciones causadas por la topografía, la radiación real difiere considerablemente de la radiación potencial.

Finalmente, se debería incorporar el efecto de la radiación difusa y reflejada, que precisa ser considerada a una escala más detallada como es la escala microclimática.

ESCALA MICROCLIMÁTICA

Componentes de variación

La información considerada en las escalas macroclimática y mesoclimática permite caracterizar de forma general el hábitat de los organismos y del hombre en términos de probabilidad, pero para determinados objetivos concretos resulta poco precisa, siendo necesario incorporar información a escala microclimática, que pese a que suele recoger cambios locales y de poca magnitud, pueden ser muy significativos debido a la proximidad a los organismos.

A escala microclimática conviene diferenciar entre la magnitud de los cambios de los parámetros físicos, la magnitud de los efectos directos y la magnitud de los efectos indirectos acumulativos sobre los organismos que, por otro lado, dependen de sus características morfológicas y fisiológicas. Además, los organismos no son sólo elementos pasivos del clima sino que pueden modificar los factores físicos locales y globales, habiendo sido responsables de la producción de todo el oxígeno que existe en la atmósfera y en el mar, de los carbonatos depositados sobre la superficie terrestre y en los fondos marinos, y también de la pro-

Figura 7.22.

Variación de la altura solar a lo largo del día para una latitud de 28° N, que corresponde a la latitud media de Canarias. La altura del Sol representa el ángulo que forma la visual al Sol con el horizonte en grados.

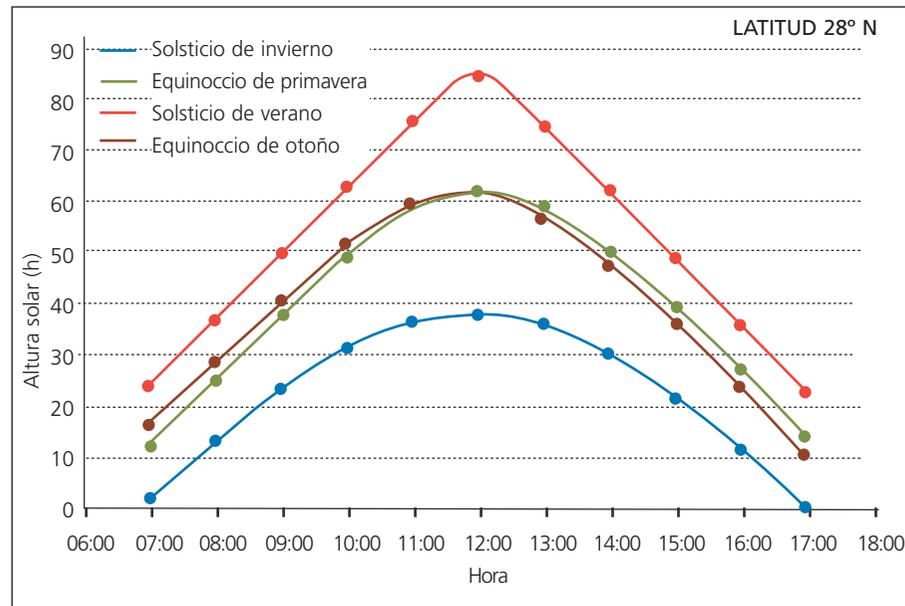
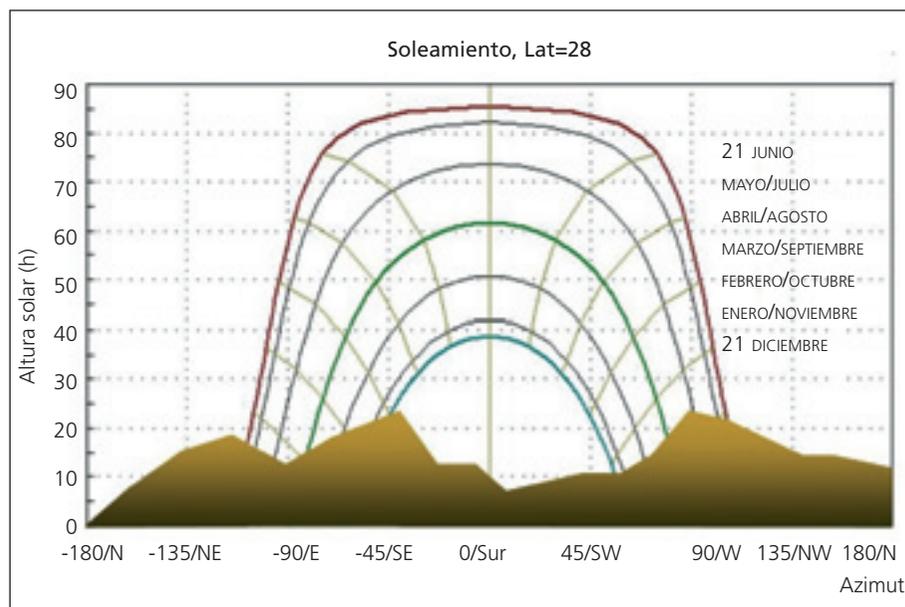


Figura 7.23.

La carta solar cilíndrica permite caracterizar el movimiento aparente del Sol en un lugar situado a cierta latitud para diferentes meses y horas del día, determinar el soleamiento potencial esperado en un terreno horizontal y evaluar el efecto de las obstrucciones que producen el relieve, la vegetación o las edificaciones.



ducción o eliminación de la atmósfera de gases de efecto invernadero, como el CO₂ y el metano, responsables de los cambios climáticos globales.

Efectos de los componentes naturales

Algunos elementos naturales, como puede ser la sombra de un árbol o una fila de árboles que protege del viento o el albedo del suelo determinan las condiciones microclimáticas a nivel local que, aunque pueden tener una magnitud poco importante, resultan fundamentales a la hora de precisar el "nicho térmico" de los organismos y el "confort térmico" del hombre. A su vez, estas condiciones no son absolutas, sino que dependen de las características de los organismos que experimentan cambios plásticos, genéticos y de comportamiento que les permiten adaptarse a las condiciones climáticas, incluida la construcción y la selección de refugios con unas condiciones microclimáticas que les permite adecuar el medio a las exigencias del nicho térmico, como por ejemplo hacen los gatos cuando se sitúan en los lugares frescos durante el verano y los más cálidos durante el invierno.

En la figura 7.25 se diferencian los diversos componentes naturales que condicionan el balance de radiación y la temperatura del cuerpo humano. Se considera por un lado, la radiación solar directa (2a), difusa (2b) y reflejada (2c), de la radiación solar reflejada hacia la atmósfera (5a) y hacia el entorno más próximos (5b). Por otro lado, la radiación térmica del suelo (2d), de las laderas (2e), la radiación térmica emitida hacia la atmósfera (2f), y por contacto con el aire que se encuentra a una temperatura superior que a la de la piel (3a) y viceversa (6a). Además, otros elementos condicionan el nicho térmico de los organismos y el confort térmico del hombre, como el calor latente que se puede recibir por condensación de agua sobre la superficie del cuerpo (4), y el calor perdido que se puede disipar por evaporación de agua durante la respiración (7a) y la evaporación del sudor sobre la superficie de la piel (7b). Estos componentes se especifican en la tabla 7.2, considerándose con más detalle su influencia sobre el confort térmico en el capítulo 9 y en la segunda parte del manual.

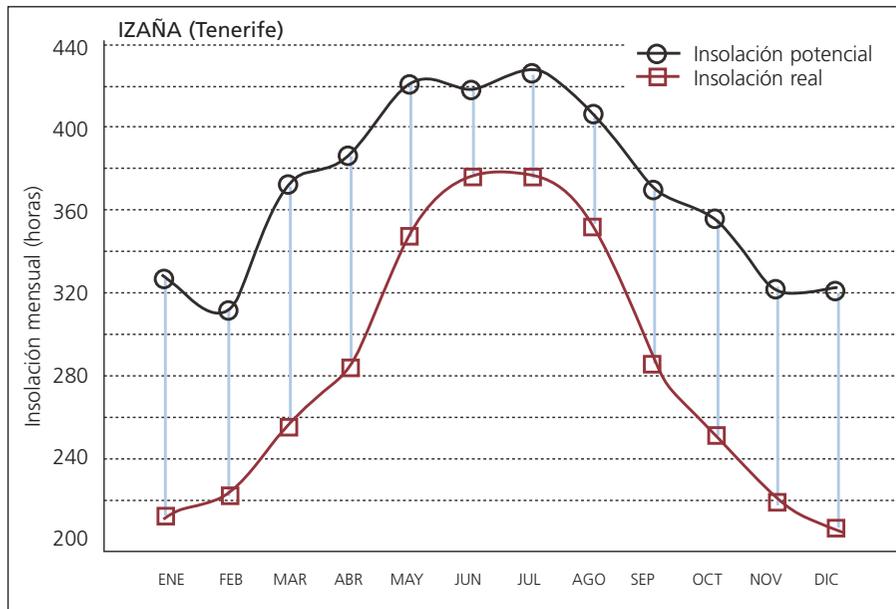


Figura 7.24.

Variación de la insolación mensual potencial calculada en función de la latitud y la época del año, y variación de la insolación real. Esta última representa un dato empírico que integra el efecto de la nubosidad y de las obstrucciones. Los datos sobre la insolación real fueron tomados en la estación de Izaña y corresponden al periodo 1972-2000.

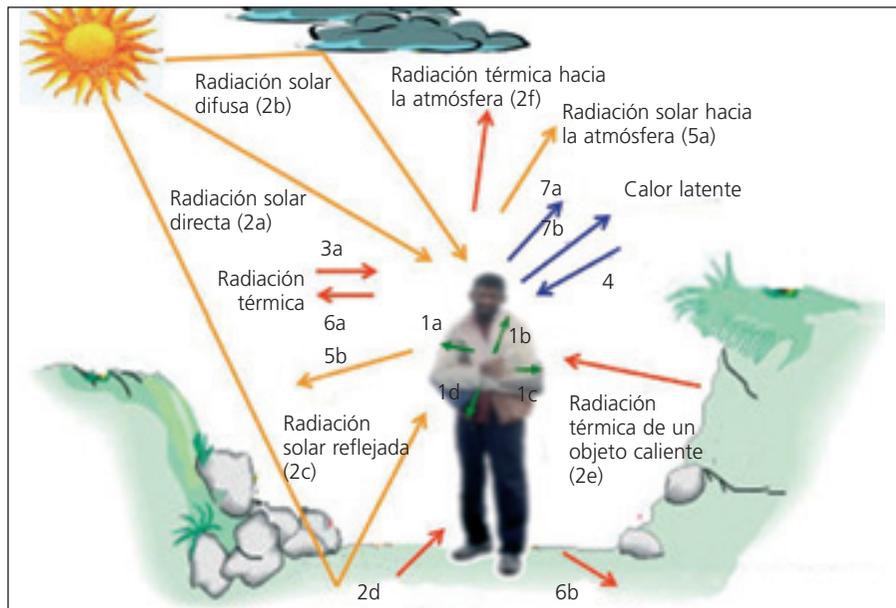


Figura 7.25.

Diferentes fuentes de radiación en la naturaleza. El significado de las combinaciones de números, letras y valores se especifica en la tabla 7.1.

En la figura 7.26 se analiza la correspondencia entre determinadas características de los antropomorfos cuadrúpedos, como los chimpancés, y de un homínido bípedo, con las condiciones de radiación del hábitat en él y la influencia que pudo tener en su evolución la diferenciación de un nicho o conjunto de condiciones de subsistencia resultado de las características del diseño de cada organismo a diferentes hábitat. A este respecto, el valor adaptativo del diseño cuadrúpedo de los antropomorfos es adecuado para vivir en el bosque tropical, mientras que el diseño bípedo de los homínidos resulta más adecuado para vivir en la sabana donde la radiación es mayor pues la posición bípeda facilita la refrigeración de la cabeza.

En base a la información expuesta, la aparición del bipedismo de los homínidos sería resultado de la transformación de los bosques en sabanas y del balance entre las ventajas derivadas del bipedismo como el uso de las manos, la ampliación del campo de visión y de la mejor refrigeración del cerebro frente a los efectos negativos tales como las dificultades en el parto y los problemas con la columna vertebral.

Efecto de los componentes antrópicos

El considerable aumento de la población humana ha contribuido a que los condicionantes microclimáticos, el nicho de los organismos y el confort térmico de la población no dependan solamente de elementos naturales sino que estén cada vez más condicionados por el efecto de elementos artificiales como muros, pavimentos o pérgolas, el tamaño y la tipología de las edificaciones y el tipo y cantidad de energía utilizada para mantener el confort térmico en las viviendas, que no sólo modifican las condiciones a escala local, sino que se proyectan a escala regional (área metropolitana) y global afectando indirectamente a las condiciones climáticas.

En la figura 7.27 se describe la contribución de diferentes elementos artificiales (una calzada, la pared de una vivienda, una ventana) sobre el balance de radiación y de calor de una persona que circula por la calle o que se encuentra en el inte-

rior de la vivienda. Por un lado, la calzada absorbe radiación solar, calentándose el asfalto hasta llegar a alcanzar los 60 °C, de modo que un peatón que paseara por ella vería afectado su confort térmico por la radiación térmica de la calzada y por el aire que asciende por convección. Por otro lado, en el interior de la vivienda, el confort térmico de una persona se vería afectado por el calentamiento de la pared y por el comportamiento térmico del cristal de la ventana. Al calentarse la pared se transmite el calor por conducción y convección, aumentando la temperatura de la habitación a la vez que la pared emite radiación térmica, que al ser recibida por la piel incrementa la sensación de calor, efecto que resulta desfavorable en verano y favorable en invierno. Por otro lado, el cristal permite el paso de una parte de la radiación solar, mientras que absorbe otra parte transformándola en calor, del cual parte se emite al exterior y otra al interior. A su vez, el cristal dificulta la transmisión de la radiación térmica del interior de la habitación al exterior por el “efecto invernadero”.

El comportamiento del efecto del muro y de la ventana está regido por las leyes físicas sobre la transmisión de calor por radiación, conducción, convección y evaporación. Además, habría que tener en cuenta el calor metabólico producido en el interior de los organismos homeotermos en cuya regulación intervienen procesos fisiológicos específicos de los organismos homeotermos, junto a la humedad relativa, el movimiento del aire, la actividad que se desarrolla, la indumentaria y las preferencias personales.

Para evaluar el confort térmico se precisa tener en cuenta múltiples factores, recurriéndose en la práctica a considerar los más significativos en cada caso y a integrarlos utilizando diagramas bioclimáticos, incorporándose otros factores si fuera preciso para los fines propuestos en los proyectos bioclimáticos. De los resultados se pueden deducir criterios cualitativos o cuantitativos orientados a mejorar la salubridad, el bienestar térmico y el rendimiento en el trabajo (enfoque ergonómico) más precisos con la mayor eficiencia energética posible.

		COMPONENTES DEL FLUJO	
		GANANCIAS	PÉRDIDAS
FLUJOS DE RADIACIÓN Y DE CALOR	METABÓLICO	<ul style="list-style-type: none"> • Metabolismo basal (1a) • Movilidad (1b) • Digestión (1c) • Tensión muscular y escalofríos (1d) 	
	RADIACIÓN SOLAR Y TÉRMICA	<ul style="list-style-type: none"> • Radiación solar directa (2a) • Radiación solar difusa (2b) • Radiación solar reflejada (2c) 	<ul style="list-style-type: none"> • Hacia el espacio (5a) • Hacia el entorno (5b)
		<ul style="list-style-type: none"> • Objetos radiantes (2d) • Objetos calientes (2e) 	<ul style="list-style-type: none"> • Hacia el espacio (2f)
	CONDUCCIÓN Y CONVECCIÓN	<ul style="list-style-type: none"> • Por contacto con el aire a temperatura superior que la piel y viceversa (3a) • Por contacto con objetos calientes (3b) 	<ul style="list-style-type: none"> • Aire impulsado por convección a temperatura inferior que la piel (6a). • Por contacto con objetos más fríos (6b)
CALOR LATENTE (Condensación y evaporación)	<ul style="list-style-type: none"> • Condensación de la humedad atmosférica (ocasional) (4) 	<ul style="list-style-type: none"> • Evaporación por respiración (7a) • Evaporación sobre la piel (7b) 	

Tabla 7.2. Diferentes componentes que intervienen en el balance de radiación y de calor en el cuerpo del hombre, diferenciando los flujos y formas de transmisión y teniendo en cuenta las ganancias y las pérdidas.

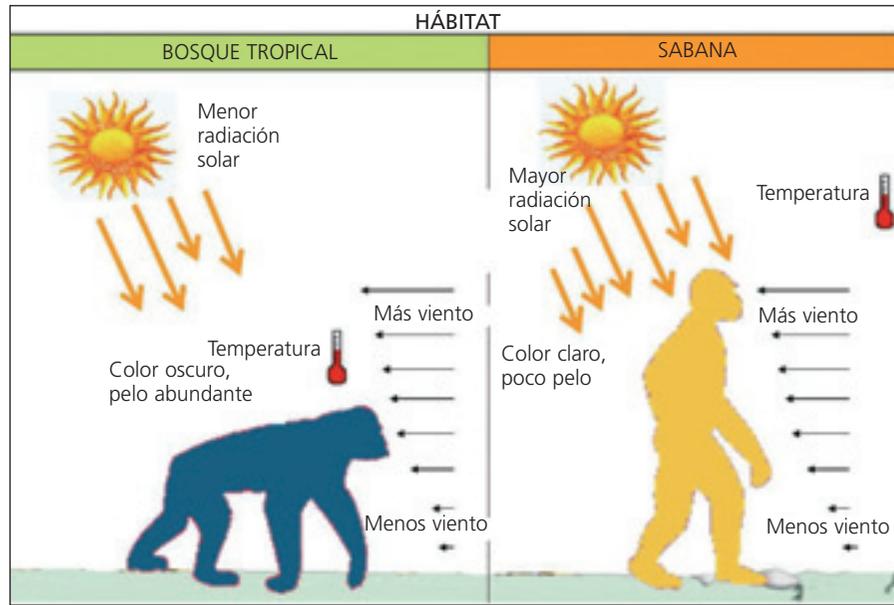


Figura 7.26.

La influencia del bipedismo sobre la regulación térmica de la cabeza puede haber sido uno de los factores que han contribuido a la evolución humana con motivo del aumento de aridez en África que supuso la transformación de los bosques de sabanas, ambiente en el cual el bipedismo representa una característica adaptativa al facilitar la refrigeración de la cabeza.

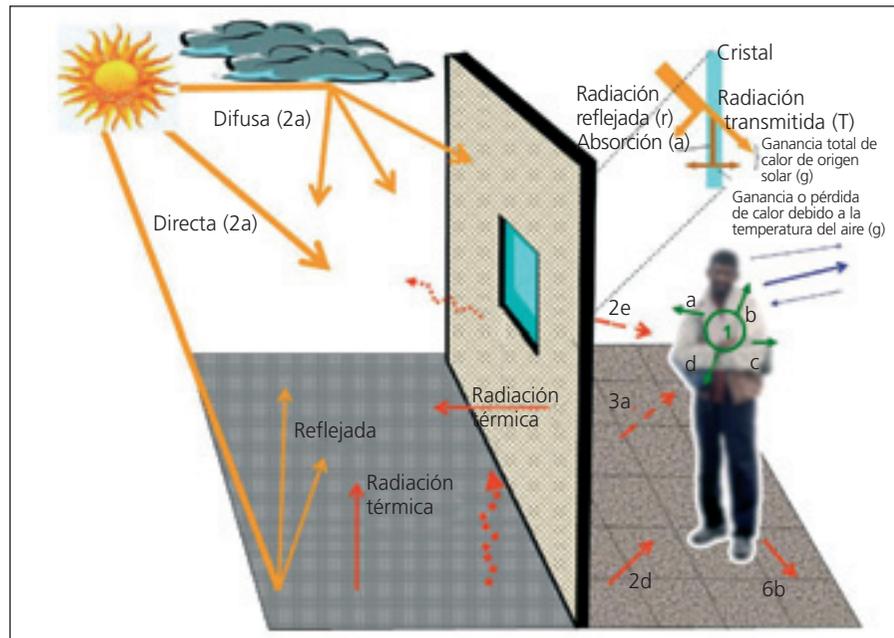


Figura 7.27.

Factores que condicionan el balance de radiación y de calor del hombre en el interior de los edificios y en su entorno exterior. El significado de las combinaciones de números, letras y colores se especifican en la tabla 7.2.