



CURSO REGIONAL DE CIENCIAS DE LA NATURALEZA  
(TRABAJOS PRÁCTICOS DE CAMPO)

II CLIMATOLOGÍA

(por J. Puigdefábregas)

Sumario: Introducción. Fenómenos básicos en la interacción atmósfera-superficie. Radiación. Balance hídrico. Clima regional y topoclimas. Climatología forestal. Instrumentos y medidas. Elaboración de datos.

INTRODUCCIÓN

Entre la atmósfera y la superficie terrestre existe una zona de unos 100 m. de espesor, cuyas propiedades se hallan profundamente modificadas por las características de la referida superficie.

Es evidente que la distribución de la temperatura, humedad y velocidad del viento sobre la superficie de un pantano, un bosque, un prado o un páramo desértico son muy distintas entre sí, aunque las cuatro se encuentren en una misma zona y cubiertas por una misma masa de aire.

No obstante, tales modificaciones en la zona de fricción, no deben entenderse como una propiedad semiestática adscrita a cada tipo de superficie, variando de tiempo en tiempo según la naturaleza de la masa de aire que la cubra. Más bien deben considerarse como la expresión de un balance entre diversos procesos que tienen lugar sobre la superficie. Los más importantes son los relacionados con el intercambio energético entre el sol, la superficie y el aire. Las características de la superficie pueden modificar los componentes de ese balance, que a su vez ocasionan una distribución especial de la temperatura y humedad. La velocidad del viento parece más directamente relacionada con la geometría de la superficie, si bien,

y sobre todo en montaña, son frecuentes los regímenes eólicos locales, dependientes del balance energético en las diversas superficies que integran la región.

Las redes de estaciones meteorológicas suelen tomar datos muy estandarizados; precisamente con el fin de independizarse en lo posible de la superficie, instalan los instrumentos siempre a la misma altura y en garitas o abrigos normalizados. Sus observaciones tienden pues a homogeneizar la influencia de la superficie para mejor resaltar las propiedades generales de las masas de aire y, sobre esta base, poder comparar las diferentes estaciones.

Los datos así obtenidos son muy útiles para estudios biogeográficos, o cuando se trata de investigar reacciones globales de los seres vivos, gobernadas por multitud de factores "integrados" groseramente en alguna de las variables medidas en las estaciones meteorológicas normales.

Fácilmente puede comprenderse, que cuando se pretende estudiar la influencia de factores muy concretos sobre los seres vivos, es absolutamente indispensable hacerlo en su propio "microambiente", y conocer las relaciones entre sus propias superficies y la atmósfera que les rodea. Muchas veces se ha intentado correlacionar estos factores del microambiente con las observaciones meteorológicas corrientes, sin embargo, y debido al carácter dinámico del equilibrio que gobierna estos procesos, tan sólo puede esperarse obtener relaciones aceptables en intervalos largos de tiempo, y aún con valor estrictamente regional.

Por otra parte, la correcta interpretación de la distribución y comportamiento de los seres vivos en montaña, exige un buen conocimiento de los fenómenos que regulan el clima en las distintas situaciones topográficas; la gran heterogeneidad espacial de las superficies en montaña, restringe en gran manera la significación de los datos obtenidos en las estaciones meteorológicas corrientes.

Por último, el estudio del funcionalismo de los ecosistemas, requiere la determinación de los flujos hídricos y energéticos, los cuales son absolutamente imposibles de calcular sin conocer los fenómenos que regulan las propiedades de la zona de fricción. Tales investigaciones ecofisiológicas son complejas por lo elaborado de la instrumentación que requieren, y evidentemente no se realizan a la vuelta de la esquina, pero unos conceptos claros acerca de la base física de estos procesos, puede ayudar al biólogo de campo a realizar buenas observaciones cualitativas sobre la fisiología de los ecosistemas, observaciones que suelen ser preciosas a la hora de establecer las hipótesis de trabajo.

No cabe duda de que la climatología así considerada, constituye una rama de la ciencia bastante compleja, y aparentemente más

relacionada con la física que con la biología. La mayoría de los problemas que surgen en las "fronteras" de los seres vivos pueden ser abordados desde un punto de vista físico o fisiológico, pero sin duda los mejores resultados se obtienen de la conjunción de ambos procedimientos.

Los tres primeros capítulos se han tratado con alguna extensión, y en su mayor parte extraídos de SLATYER y McILROY 1961, SLATYER, 1967 y JANSÁ, 1960. Pueden parecer algo intrincados, sobre todo porque la falta de espacio no permite multiplicar los ejemplos, pero no obstante hemos preferido presentar estos conceptos reunidos porque es difícil encontrarlos de este modo en un texto español, y creemos pueden ser de utilidad futura a los alumnos, aunque el manejo ágil de las ideas más fundamentales es muy deseable para el desarrollo de los temas monográficos del presente cursillo.

Los trabajos prácticos servirán también para ilustrar con ejemplos las ideas expuestas, pero de cualquier modo no dudamos recomendar al lector interesado, la lectura del sugerente libro de GEIGER, 1957, The Climate near the Ground.

---

## 1º FENÓMENOS BÁSICOS EN LA INTERACCIÓN ATMÓSFERA - SUPERFICIE

Mecanismos de transporte.- El viento influye de modo muy importante en la estructura atmosférica de la temperatura y de la humedad; controla la eficiencia del transporte tanto de calor como de vapor de agua, en sentido vertical gracias a los procesos de difusión turbulenta, en sentido horizontal gracias a la advección. Esta última consiste en el transporte de una propiedad atmosférica, mediante el movimiento de una masa de aire, a lo largo de un gradiente de la propiedad en cuestión.

La advección de calor sensible ocurre cuando la temperatura varía a lo largo de la dirección de flujo del aire. Se trata de un fenómeno muy distinto al calentamiento o enfriamiento, que tiene lugar en un determinado punto con el transcurso del tiempo; aunque particularmente notable cerca del suelo, este último proceso, raras veces es lo bastante rápido como para requerir consideración desde el punto de vista del balance energético. De modo similar, la advección de humedad, o de calor latente, es debida al contenido en agua del aire, variando según la dirección de flujo. Estos procesos dependen de la velocidad del viento y de la tasa de variación a sotavento de la temperatura o de la humedad, según sea el caso. Como la tasa de variación horizontal es generalmente pequeña, excepto cerca de las fronteras entre tipos de superficies muy diferentes, la importancia de la advec -

ción varía considerablemente de un lugar a otro, dependiendo sobre todo de la distancia a tales fronteras. Tiende también a variar con el tiempo en un mismo lugar, dependiendo de la velocidad del viento y de su dirección.

El efecto principal de la advección, es el de extender la influencia de cualquier tipo de superficie, alguna distancia en la dirección del flujo. En general tiende a suavizar las diferencias microclimáticas, por lo menos entre pequeñas superficies adyacentes. La eficiencia en conseguirlo depende en gran manera de la velocidad del viento, cuando ésta es elevada se llega rápidamente a la uniformidad horizontal y viceversa.

Sin embargo, en ciertas situaciones, este fenómeno puede tener lugar a la inversa. Por ejemplo, si la velocidad del viento aumenta, los gradientes horizontales cerca de la frontera entre dos superficies distintas, tienden a suavizarse, pero pueden también trasladarse más adelante en la dirección del viento. Entonces, en áreas homogéneas, a distancias moderadas de tales fronteras aparecen gradientes horizontales más fuertes de los que se observan con vientos flojos. Si la velocidad o dirección del viento es irregular, pueden favorecerse las variaciones rápidas en el tiempo y hasta cierto punto en el espacio. Cuando la advección es lo bastante fuerte, puede llegar a modificar de modo muy importante el microclima local, el cual puede llegar a parecerse al que prevalece a barlovento.

Las parcelas adyacentes en experimentación por ejemplo, requieren una superficie "tampón" mucho mayor cuando se trata de reducir las interacciones microclimáticas que cuando sólo se pretende evitar las interacciones agronómicas normales. Del mismo modo, cuando se trata de medir microclimas típicos o flujos atmosféricos, se requieren también grandes superficies homogéneas.

La turbulencia atmosférica, es el principal mecanismo de transporte en sentido vertical. Cerca del suelo, su intensidad depende sobre todo, de la fricción sobre el mismo, a su vez gobernada por la velocidad del viento y la rugosidad de la superficie, pero la turbulencia también depende de la estabilidad térmica del aire. Antes de tratar estos factores con más detalle, vamos a considerar el origen de la turbulencia y el comportamiento general de la atmósfera en movimiento.

Tipos de movimiento del aire.- El movimiento atmosférico se origina en primer lugar por la falta de uniformidad en el calentamiento de la superficie terrestre por parte del sol. Como consecuencia de este movimiento, constantemente se transporta calor de las regiones más calientes a las más frías. Aparte de los efectos locales, nubes, diferencias de albedo, etc. existe un transporte general de las regiones tropicales a las polares, principalmente gracias a una circulación básica a gran escala, consistiendo en un número de

células reconocibles, cada una de ellas más o menos permanente y cubriendo un amplio cinturón latitudinal.

Dentro de tales células, el aire tiende a ascender en una región relativamente caliente y a caer en otra parte, con corrientes casi horizontales entre ambas, generalmente dirigidas hacia el ecuador cerca del suelo, y en sentido contrario en las capas altas. A causa del inmenso tamaño de las células, las tasas medias de flujo pueden ser muy pequeñas, apenas detectables, pero a ellas pueden corresponder importantes tasas de transporte.

Superpuestas a esta circulación general, existen además una variedad de circulaciones temporales, de amplitud intermedia, que surgen de tiempo en tiempo, se desarrollan durante un período, y por último desaparecen. Son las principales responsables de las diferencias de tiempo atmosférico. Pueden considerarse como remolinos en una turbulencia a gran escala, engendrada en la circulación general, por una parte a causa de fricciones, por otra debido a heterogeneidades en el calentamiento de la superficie, y por último debido a la rotación de la Tierra (efecto de Coriolis).

Los mismos factores engendran continuamente ulteriores turbulencias de escala progresivamente reducida, de modo que, si bien existen probablemente algunas lagunas, puede considerarse para fines prácticos que los remolinos atmosféricos varían de modo continuo desde las dimensiones planetarias a las moleculares. Los remolinos de todo tamaño juegan un papel en el transporte a través de la atmósfera, pero su importancia relativa tiende a ser máxima cuando se trata de transporte a una escala comparable con sus propias dimensiones.

La naturaleza del movimiento del aire varía cualitativamente con la proximidad de superficies sólidas o líquidas. Junto a éstas, existe una delgada capa en la cual toda la difusión tiene lugar por procesos moleculares. Esta capa forma una envoltura continua que incluye los tallos, las hojas y otras protuberancias. Su espesor depende de la geometría de la superficie, de su orientación y también de la velocidad del viento, pero suele ser del orden de un milímetro. Incluso con viento fuerte, los pelos de las hojas de algunas plantas mantienen una capa laminar relativamente espesa con una resistencia considerable al transporte entre la hoja y el aire.

Las características de la capa laminar, tales como espesor, gradientes de temperatura y humedad en su interior, son extraordinariamente variables y difíciles de determinar, de modo que si bien se conoce mucho acerca de los procesos que gobiernan la difusión molecular, rara vez es posible obtener algo más que una estimación grosera de la tasa de transporte hacia o a partir de una superficie, basándose en consideraciones sobre la capa laminar y aún tan sólo para superficies extraordinariamente lisas.

Hacia fuera se dispone una región de transición también de espe-

sor variable, más allá de la cual se extiende la zona de régimen plenamente turbulento, que comprende prácticamente el resto de la atmósfera. Mientras el transporte a través de la capa laminar es debido únicamente al movimiento constante e irregular de las moléculas individuales, el transporte a través de la atmósfera turbulenta, si bien es debido a un movimiento análogo (1) se realiza a base de porciones de aire, que varían desde grupos de pocas moléculas, hasta enormes masas de aire en la escala planetaria.

El transporte debido al movimiento turbulento es mucho más efectivo que la difusión molecular, de modo que fuera de la capa laminar, las diferencias de concentración no pueden mantenerse tan elevadas y por tanto los gradientes son mucho menos pronunciados. No obstante, utilizando instrumentos de tamaño adecuado y razonablemente espaciados, pueden determinarse de modo satisfactorio la distribución vertical de la velocidad del viento, de la temperatura y de la humedad. Tales medidas constituyen como es natural, el material bruto de la microclimatología descriptiva. Además, combinados con nuestra comprensión limitada, pero en rápida expansión, del mecanismo de intercambio turbulento, proporcionan una base para calcular los flujos atmosféricos.

Supongamos un fluido que se desliza sobre una superficie sólida, y supongamos que su velocidad en todos los puntos sea paralela a la mencionada superficie. Si fuese un fluido perfecto, sin viscosidad, no se encontraría ninguna resistencia al deslizamiento de unas capas por encima de otras, y éstas se moverían independientemente entre sí, obedeciendo únicamente a las fuerzas de presión y a las exteriores que obrasen sobre ella; ni siquiera en la superficie de contacto con el fondo podrían nacer fuerzas de resistencia, pues no pudiendo transmitirse ésta a ninguna capa por delgada que fuese, su efecto sobre el movimiento real tendría que ser absolutamente nulo; si entre sólidos es posible una resistencia por contacto (superficial), es precisamente porque en ellos debe considerarse como infinita la viscosidad, condición que va implícita en la definición de sólido rígido.

Los fluidos reales cuando se deslizan en la forma supuesta sobre una superficie sólida, dan lugar por efecto de su viscosidad al nacimiento de esfuerzos tangenciales que tienden a comunicar el estado de movimiento de cada capa a las que tiene inmediatamente encima o debajo, actuando por consiguiente, como verdaderas fuerzas de rozamiento. Estos esfuerzos tangenciales (denominados también cortantes o de cisalladura) tienen las dimensiones físicas de la presión pues represen-

---

(1) Excepto en el caso del transporte de calor, en el cual la radiación suele desempeñar un papel, a veces dominante, como sucede junto al suelo, o a grandes altitudes.

tan fuerza por unidad de superficie:

$$(\tau) \quad \tau = \frac{dF}{dS} \quad (1.1)$$

pero difieren de ella en que actúan paralelamente al elemento de superficie, tendiendo a producir una tracción; la dirección y sentido de dicha tracción coinciden con las de la velocidad relativa entre las dos capas contiguas, y la intensidad del esfuerzo es proporcional al valor absoluto de la misma, anulándose entre capas de reposo relativo.

Para comprender la forma de producirse estos esfuerzos, imaginemos un fluido sobre un fondo sólido, al cual se adhiere, y sujeto al mismo tiempo, a la acción de una fuerza paralela al fondo y que tiende a ponerle en movimiento. Como la adherencia disminuye si nos alejamos del sólido, a cierta distancia de éste el fluido obedecerá a la fuerza que lo solicita, y se pondrá realmente en movimiento, mientras que junto al suelo permanecerá en reposo; podremos admitir como primera aproximación que el fluido queda dividido en dos capas superpuestas, la de debajo en reposo, y la de encima en movimiento, y como que este desgarramiento de la masa fluida va contra su cohesión, se necesita un verdadero esfuerzo, que actúe a manera de cuchillo, para que tal cosa ocurra. Este esfuerzo podrá considerarse como proporcional a la velocidad mientras ésta sea pequeña. Está claro que este fraccionamiento de la masa fluida en dos capas con una diferencia infinita de velocidad entre ellas, no se produce de hecho; la velocidad varía de una capa a otra de un modo continuo. Como el esfuerzo cortante que nace entre ellas depende evidentemente tan sólo de su velocidad relativa, y ésta viene representada por el cociente diferencial,  $\frac{d\bar{u}}{dz}$  podremos concluir que el esfuerzo tangencial por unidad de superficie habrá de ser proporcional al mismo, y por analogía con los procesos de transporte molecular y otros bien conocidos podemos escribir:

$$\tau = \rho K \frac{d\bar{u}}{dz} \quad (1.2)$$

donde  $\tau$  es el esfuerzo tangencial,  $\rho$  y  $\bar{u}$  son la densidad y velocidad horizontal media del aire y K el coeficiente de transporte turbulento, los tres últimos a la altura  $z$ .

El esfuerzo cortante  $\tau$  puede considerarse engendrado por un flujo vertical de momento entre la atmósfera y el suelo, en forma de un esfuerzo de frenado transmitido a través del aire para producir esa cisalladura o deslizamiento de una capa sobre otra.

Como existen muchas diferencias importantes entre la difusión mo-

lecular y la turbulenta, la analogía entre ellas no debe llevarse demasiado lejos. Sin embargo, proporciona un modelo muy útil de los principales hechos observados en régimen turbulento, comprendiendo la variación de  $K$  con la altura y también el desarrollo de perfiles característicos de la velocidad del viento, temperatura, humedad, etc. cerca del suelo. Por ejemplo la eficiencia del transporte turbulento puede considerarse de modo intuitivo como dependiente de la velocidad media de los torbellinos y del "libre recorrido medio" de las parcelas de aire implicadas en el proceso. El último puede considerarse como la distancia media en una misma dirección, recorrida entre dos inversiones consecutivas o períodos de equilibrio con el aire colindante.

El libre recorrido medio de los torbellinos varía con el tamaño de éstos y también con su altura, pero en general alcanza muchos órdenes de magnitud por encima de los libres recorridos medios moleculares a presión ordinaria. Aunque la difusión molecular se halla siempre presente, con una efectividad virtualmente constante, más allá de la capa laminar su contribución al transporte aparece progresivamente empujada por los procesos turbulentos. Por eso raras veces se toma en consideración, excepto en condiciones de extrema calma o en capas de aire muy próximas al suelo.

Como hemos visto, la libertad de los movimientos del aire en sentido perpendicular a una superficie sólida o líquida, aumenta con la distancia respecto a ésta. Por tanto las fluctuaciones de velocidad vertical y el libre recorrido medio vertical (o "longitud de mezcla" como se le denomina en la teoría de la turbulencia), deben aumentar claramente con la altura sobre el suelo, y la difusión turbulenta,  $K$ , con ellas. Considerando pues  $K$  como dependiente tan sólo de la velocidad del viento y la altura, un sencillo análisis dimensional conduce a la expresión:

$$K = k u_1 z \quad (1.3)$$

donde  $k$  (aprox. = 0,4) es una constante de turbulencia introducida por VON KARMAN, y  $u_1$  es una velocidad que caracteriza el régimen turbulento individual que se está estudiando; recibe el nombre de velocidad de fricción y se define por la ecuación:

$$\tau = \rho u_1^2 \quad (1.4)$$

Substituyendo  $K$  y  $\tau$  en la ecuación (1.2) y reordenando obtenemos:

$$\frac{d\bar{u}}{dz} = \frac{u_1}{kz} \quad (1.5)$$



Integrando esta expresión con respecto a  $z$ , se obtiene la bien conocida relación logarítmica entre la velocidad del viento y la altura, ampliamente confirmada mediante experimentos utilizando valores medios sobre períodos de alrededor de una hora (2), en condiciones de neutralidad y en situaciones razonablemente despejadas:

$$\frac{\bar{u}}{u_1} = \frac{1}{k} \ln \frac{z}{z_0} \tag{1.6}$$

donde  $z_0$  es estrictamente una transformación de la constante de integración y que puede determinarse empíricamente. Suponiendo la forma anterior del perfil,  $z_0$  puede obtenerse en un gráfico que relacione la velocidad del viento con el logaritmo de la altura, extrapolando la línea recta que mejor se ajusta a los datos, hasta la velocidad cero. Si bien la ley logarítmica no se mantiene cuando la altura es del mismo orden que  $z_0$  (en realidad  $\bar{u}$  no se anula ahí, sino virtualmente en la superficie), las desviaciones son únicamente significativas para alturas muy pequeñas, y la mayor parte de las veces tienen poca importancia desde un punto de vista práctico.

Conocida por "longitud de rugosidad",  $z_0$  suele ser del orden de una décima parte de la altura media de las protuberancias de la superficie (tabla 1.1) y evidentemente constituye una medida de la influencia de la rugosidad, en la distribución de la velocidad del viento sobre una determinada superficie. Del mismo modo  $u_1$  determina la escala de velocidades y puede considerarse que expresa la influencia de los niveles inferiores sobre la velocidad libre del aire. En la mayoría de las superficies  $u_1$  se acerca a la décima parte de la velocidad actual medida a una altura de referencia de 1-2 m.

TABLA 1-1

Valores representativos para  $z_0$  y  $u_1$  en superficies naturales (estabilidad neutral: valores de  $u_1$  correspondientes a  $\bar{u} = 500$  cm sec<sup>-1</sup> a 200 cm de altura)

(Según SUTTON, 1953)

<u>Tipo de superficie</u>	<u><math>z_0</math> cm</u>	<u><math>u_1</math> cm Sec<sup>-1</sup></u>
Muy lisa (lodo, hielo) .....	0, 001	16
Prado raso con hierba a 1 cm. de altura	0, 1	26
Prado con hierba fina a 10 cm. de altura	0, 7	36

(2) Incluso en circunstancias ideales, la variabilidad inherente a las mociones atmosféricas es tal, que los promedios obtenidos sobre períodos cortos (5-10 minutos), presentan una considerable dispersión.

<u>Tipo de superficie</u>	<u><math>z_0</math> cm</u>	<u><math>u_1</math> cm Sec<sup>-1</sup></u>
Prado de siega con tallos gruesos de 10 cm. de altura .....	2, 3	45
Prado de siega, con hierba fina de 50 cm. de altura .....	5	55
Prado de siega, con hierba gruesa de 50 cm. de altura .....	9	63

Excepto para las superficies cuyas características se alteran de manera destacada con el viento, tales como el agua libre, la vegetación con hojas o tallos largos y flexibles,  $z_0$  puede considerarse como una propiedad de la superficie relativamente constante, (las variaciones lentas pero importantes debidas al crecimiento de la cobertura vegetal deben tenerse en cuenta, caso de que sucedan). Una vez determinada, a partir de medidas precisas de la velocidad del viento a dos o más alturas en condiciones adecuadas,  $z_0$  puede utilizarse para inferir  $\tau$  o  $K$  o  $u_1$ , y caracterizar luego el perfil completo a partir de medidas realizadas solamente a una altura.

La tabla 1 muestra la variación de  $u_1$  con la rugosidad para una determinada velocidad del viento, medida a una altura de referencia. De la ecuación (1.3) se desprende que  $K$  a una altura particular, se comporta de la misma manera, y por tanto para una velocidad determinada de referencia, será mayor sobre una superficie rugosa que sobre una lisa. En la práctica sin embargo, el efecto de este fenómeno puede contrarrestarse hasta cierto punto, por la tendencia de las velocidades bajas a ocurrir sobre las superficies más rugosas, al menos donde las últimas son lo bastante grandes para influir de modo significativo sobre la estructura del viento.

Con la vegetación, un importante factor a tener en cuenta, es el desplazamiento hacia arriba del nivel cero efectivo para la medida de la altura. Esto es debido a la retención de masas de aire virtualmente en reposo, entre los tallos y hojas inferiores, cosa que alcanza particular importancia cuando se trata de plantas altas. En estos casos se sustituye  $z$  por  $z-d$ , determinando  $d$  empíricamente a partir de medidas precisas de perfiles a tres o más alturas. En general  $d$  es una fracción importante de la altura total de la vegetación, y caso de un cultivo en crecimiento puede ser necesario determinar un nuevo valor cada período de pocos días.

Perfiles térmicos e higrométricos.- Asociadas con las mismas mociones turbulentas que dan origen al transporte de momento, deben existir transportes similares de otras propiedades de la atmósfera cuya intensidad o concentración medias varien también con la altura. Comentaremos aquí los dos casos más importantes, el transporte de calor sensible y el de vapor de agua, este último implicando el transporte del calor latente asociado. Pueden formularse tres ecuaciones

de transporte:

$$\tau = \rho K_M \frac{d\bar{u}}{dz} \quad (1.7)$$

$$H = -c_p \rho K_H \frac{dT}{dz} \quad (1.8)$$

$$E = -\rho K_W \frac{d\bar{q}}{dz} \quad (1.9)$$

La primera de las cuales es casi una repetición de (1.2). Los nuevos términos implicados son  $H$  y  $E$ , los flujos turbulentos verticales de calor sensible y de vapor de agua respectivamente (el valor en superficie del último es la tasa de evaporación, que más adelante discutiremos con detalle); y también  $c_p$ ,  $T$  y  $q$ , el calor específico del aire a presión constante, la temperatura absoluta del aire y la humedad específica (la masa de vapor de agua por unidad de masa de aire húmedo) respectivamente -todos a una altura  $z$ -. Los subíndices se aplican a los factores  $K$ , debido a que los procesos de transporte turbulento, aunque muy similares, no son necesariamente idénticos para cada una de las propiedades implicadas.

Consideraciones similares a las dadas anteriormente, indican que por lo menos en una primera aproximación,  $K_H$ ,  $K_W$  y  $K_M$  varían de la misma manera con la altura. Podemos pues establecer formas para los perfiles neutrales de  $T$  y de  $q$ , similares a las encontradas para  $u$ ; pueden también suponerse similares, los efectos generales de la velocidad del viento y de la rugosidad de la superficie. Esto se ha comprobado experimentalmente, pero de nuevo debe destacarse que tan sólo son consistentes los cálculos basados en valores promedios sobre períodos del orden de una hora, en condiciones atmosféricas constantes, lugares abiertos y uniformes y situaciones neutrales o casi neutrales.

Como en la práctica estos requerimientos se dan raras veces a un tiempo, la teoría sencilla antes mencionada debe considerarse tan sólo como una aproximación, aunque extraordinariamente útil. Incluso en condiciones ideales, cuando la teoría es perfectamente válida, la determinación precisa de los coeficientes de transporte turbulento sería difícil a causa de su amplio intervalo de variación. Este puede exceder fácilmente  $10^4$  : 1 cuando vamos por ejemplo de una situación con viento flojo a pocos centímetros de una superficie relativamente

lisa, a otras con viento fuerte a unos metros por encima de un lugar muy rugoso.

Por el momento los efectos del no establecimiento de condiciones de equilibrio, es decir los efectos de la irregularidad de la superficie, o de los cambios de situación atmosférica, sólo pueden ser tratados más o menos empíricamente. Sin embargo, a continuación examinaremos con más detalle los efectos de las desviaciones de la neutralidad atmosférica.

Estabilidad atmosférica.- Durante el día, la temperatura del aire disminuye generalmente con la altura, de forma muy abrupta en las proximidades del suelo. Si, por cualquier razón, una parcela de aire, inicialmente en equilibrio con sus colindantes, asciende alcanzando una nueva altura, por encontrarse más caliente que sus colindantes, tenderá a seguir ascendiendo. Del mismo modo, en el caso de una parcela descendente, entrará en ambientes más calientes, por tanto menos densos que ella misma, lo que la forzará a seguir descendiendo. En cualquiera de estos casos el movimiento vertical, una vez iniciado tiende a perpetuarse o incluso a acelerarse. Es pues una situación de inestabilidad estática, y favorece claramente la ocurrencia de una turbulencia adicional, conocida con el nombre de convección libre o térmica, que se superpone a la turbulencia debida al esfuerzo tangencial antes descrita.

En condiciones de inversión, cuando la temperatura asciende con la altura, sucede un fenómeno inverso, los movimientos verticales tienden a ser bloqueados, y por tanto la turbulencia se reduce. Se dice que la atmósfera se encuentra entonces en condiciones de estabilidad. Cuando la tasa de variación térmica con la altura es muy pequeña, se dice que la atmósfera se encuentra en equilibrio, o en condiciones de neutralidad.

Si el movimiento de una parcela de aire no fuera acompañado de un intercambio de calor con las colindantes, la anomalía de temperatura inherente a un movimiento vertical dado, y por tanto el efecto de aceleración, dependería únicamente de la intensidad de la convección o de la inversión (3). Sin embargo, esta anomalía se reduce

---

(3) En sentido estricto, la neutralidad se da con un gradiente térmico vertical pequeño y finito, y no en condiciones isotérmicas, debido a la caída de presión con la altura. Por esto, una porción de aire aislada térmicamente y ascendiendo por la atmósfera sufrirá un enfriamiento por expansión, según la llamada tasa de enfriamiento adiabático. Es el gradiente determinado por esta tasa de enfriamiento adiabático el que constituye la verdadera frontera entre las condiciones estables e inestables. No obstante, como es muy pequeño (alrededor de  $1^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m.}$ ), puede desprejiciarse en muchas circunstancias, por lo menos cuando se trabaja junto al suelo.

siempre debido a una mezcla en pequeña escala, dependiente en primer lugar de la magnitud del esfuerzo tangencial.

Así pues, al valorar la importancia de la convección libre frente a la convección forzada, debemos tener en cuenta los gradientes de temperatura y de velocidad del viento. Considerando la magnitud de la influencia de las fuerzas que originan el empuje vertical en relación con las fuerzas de fricción, RICHARDSON (1920), derivó una relación, conocida hoy por el número de Richardson:

$$Ri = \frac{g}{T^A} \frac{dT}{dz} \frac{H}{\tau \left( \frac{du}{dz} \right)^2} \quad 1.10$$

donde  $g$  es la aceleración de la gravedad y  $T^A$  es la temperatura absoluta. Desde su formulación esta relación ha constituido siempre un índice muy útil para valorar los efectos de la estabilidad atmosférica. No es fácil de calcular, y con frecuencia se utiliza otra relación similar, el número de Richardson de flujo  $R_f$ , incluso más apropiada teóricamente. Este último se basa en la razón

$$\frac{H}{\tau \left( \frac{du}{dz} \right)}$$

sustituyendo a

$$\frac{dT/dz}{\left( du/dz \right)^2}$$

y tan sólo difiere significativamente de  $Ri$  para valores relativamente grandes.

En condiciones neutrales,  $Ri$  aprox. = 0 y toda turbulencia presente es forzada o friccional, variando en intensidad únicamente con la altura, la velocidad del viento y la rugosidad. El mecanismo de transporte turbulento es entonces esencialmente el mismo para todas las propiedades, por lo que pueden conseguirse valiosas analogías entre la difusión de vapor de agua, momento y calor.

En condiciones de inversión,  $Ri$  es positivo, y toda turbulencia tiende a ser suprimida, la difusividad es débil, mientras que en condiciones de convección libre,  $Ri$  es negativo y la difusividad es ampliamente favorecida. Estas diferencias son particularmente notables cuando la velocidad del viento, y por tanto el esfuerzo tangencial son débiles. Mientras que en una noche calma y despejada puede predominar un flujo casi laminar, con apenas transporte vertical, en un día de calma y despejado de verano, puede tener lugar un intercambio vertical

muy efectivo, debido casi en su totalidad a la convección libre.

Los efectos del gradiente térmico sobre el flujo son pequeños junto a la superficie aunque ahí la magnitud de aquél es máxima. Esto se explica por el comportamiento del número de Richardson de flujo  $R_f$ . Como en una ocasión dada  $H/\lambda$  es casi constante con la altura,  $R_f$  debe variar inversamente a  $d\bar{u}/dz$ , es decir, casi en razón directa con la altura. Así, los efectos del empuje vertical son casi despreciables a alturas mucho menores de un metro, pero alcanzan cada vez más importancia a mayores elevaciones.

A consecuencia de ello, cuando la atmósfera se halla en condiciones de inestabilidad, los factores  $K$  tienden a variar con la altura más deprisa de lo que sería de preveer con una relación lineal, y viceversa. Esto da lugar a un cambio en la forma del perfil respecto al que predominaría en condiciones similares pero con neutralidad. La inestabilidad tiende a pronunciar la curvatura de la curva cerca del suelo, mientras que la estabilidad influye de modo inverso.

Se han realizado varios intentos para controlar matemáticamente estos fenómenos, uno de los más satisfactorios consiste en modificar la ecuación (1.5) de la manera siguiente:

$$\frac{d\bar{u}}{dz} = \frac{u_1}{kz} f(R_i) \quad (1.11)$$

donde  $f(R_i)$  debe tender a la unidad cuando  $R_i$  tiende a cero. La medida directa de  $u_1$  y  $d\bar{u}/dz$  para varios valores de  $R_i$ , ha proporcionado alguna información empírica acerca de relación funcional en esta ecuación, pero todavía queda mucha incertidumbre debido a los errores de observación.

Una aproximación lineal, satisfactoria para muchos propósitos parece ser:

$$f(R_i) = 1 + \alpha R_i \quad (1.12)$$

donde alfa se toma como constante dentro de un intervalo limitado de  $R_i$ , pero con su valor mejor ajustado variando con la amplitud y punto central del intervalo en cuestión. Para pequeños ( $R_i$ ) diversos estudios de los perfiles eólicos han dado valores de alfa oscilando entre 3 y 6 con un promedio alrededor de 4,5 y un intervalo de validez para  $R_i$  de -0,05 a + 0,15.

Inestabilidad pronunciada.- Otro efecto importante de la correlación entre el movimiento vertical y la densidad del aire, es el siguiente: en presencia de un fuerte gradiente vertical en la densidad

del aire, los movimientos turbulentos que afectan a otras propiedades atmosféricas, no tienen lugar tan al azar como cabría esperar. sino que el conjunto de propiedades relacionadas con la densidad parecen selectivamente influidas en bloque y en un mismo sentido. Así pues, en condiciones muy inestables (o estables), el coeficiente de transporte de calor sensible será apreciablemente distinto de los de vapor de agua o de momento.

Aunque generalmente se acepta que  $K_w$  aprox. =  $K_M$  en la mayoría de las condiciones cerca del suelo, existe todavía desacuerdo sobre la extensión en que  $K_H$  puede exceder a los otros dos coeficientes durante el día, (las evidencias obtenidas durante la noche son aún demasiado escasas para permitir un juicio de lo que ocurre en condiciones de inversión). Existen pruebas de que en períodos de fuerte inestabilidad la razón  $K_H/K_w$  puede oscilar alrededor de 2-3 a un metro de altura.

Cuando la inestabilidad es pronunciada, la acción convectiva tiende a dominar el movimiento del aire. Para aproximar la ecuación (1.5) en estas condiciones, se ha propuesto la siguiente relación:

$$\frac{d\bar{u}}{dz} = \frac{u_1}{kz} (1 - \delta' Ri)^{-1/4} \quad (1.13)$$

y se ha comprobado que numerosos perfiles inestables podían ser bien representados con  $\delta' = 18$ , lo cual es consistente con  $\alpha = 4,5$  en la ecuación (1.12) para condiciones casi neutrales.

Por medio de un análisis dimensional directo, se ha comprobado que para  $\delta'$  mayor que  $Ri$  mayor que  $-0,03$  la ecuación (1.8) puede aplicarse bien con  $K_H$  igual a  $K$  en la ecuación (1.3); mientras que para  $-0,03$  mayor que  $Ri$  mayor que  $-1$  aprox.,  $K_H$  puede ser sustituido de forma adecuada para muchos fines por

$$Ri^{1/2} z^2 \frac{d\bar{u}}{dz}$$

La determinación de  $Ri$  (que implica  $d\bar{T}/dz$  y  $d\bar{u}/dz$ ) permite pues la estimación del flujo de calor sensible incluso en condiciones de gran inestabilidad, y por tanto puede servir de útil comprobación en estudios sobre el balance energético.

Reducción de la velocidad del viento por la vegetación. - La vegetación puede influir en el flujo de aire por el efecto de ser propia rugosidad sobre la turbulencia y también por resistencia mecánica directa.

La magnitud de la influencia de un obstáculo, tanto si es natural como artificial, parece depender de su permeabilidad, de su altura,

longitud y orientación respecto a la dirección del viento. Una barrera sólida tiende a producir turbulencias a sotavento, a menudo con uno o más torbellinos principales semipermanentes. Esto provoca una rápida restauración de la intensidad del viento, e incluso en ciertos puntos, un aumento de la misma respecto a una situación sin barrera. Por otra parte, un obstáculo laxo, como una barrera de hojas, puede tener un efecto sorprendentemente escaso en la reducción de la velocidad del viento tras él. Parece pues existir un óptimo en la densidad de las barreras, para lograr la reducción más efectiva del viento sobre una superficie extensa.

Desde hace siglos se han utilizado cortavientos de muchos tipos como protección contra los extremos de temperatura, los daños mecánicos, erosiones o desecación ocasionados por el viento. Se ha comprobado que además de dichos efectos, los cortavientos tienden a producir un aumento de temperatura en el área protegida, que puede o no ser deseable. Por otra parte la protección se extiende también a los insectos, pequeños animales y malas hierbas, al mismo tiempo que influye sobre las plantas cultivadas. Por ende suelen crearse condiciones más favorables a las heladas por inversión y a ciertas enfermedades. A pesar de que muchas veces se ha asegurado que los cortavientos dan lugar a una mejor cosecha, sus ventajas económicas no están pues del todo claras, y siempre que se pretenda aplicarlos, deberían tenerse en cuenta las anteriores consideraciones y comprobar que no van a resultar perjudiciales.

En el interior del volumen ocupado por la vegetación, la velocidad del viento depende como es lógico de la altura y densidad de la misma vegetación. Por ejemplo, durante un período de ocho días, la velocidad media del viento en el interior de una plantación de pinos fue la misma en todos los niveles casi hasta la altura de las copas, y menor que la mitad de la velocidad registrada sobre las copas. Tales diferencias pueden ser todavía más pronunciadas en casos de vegetación más corta pero más densa.

Esta reducción drástica es de gran importancia para las plantas e insectos que viven en los niveles inferiores de la zona de vegetación. Presenta también considerable importancia en problemas de enfermedades criptogámicas y de dispersión de semillas. Uno de sus efectos es que los coeficientes de transporte en el interior de la vegetación son mucho menores que fuera de ella, muchas veces rozando las magnitudes del transporte molecular. Como resultado, los gradientes en el interior de la zona ocupada por la vegetación, pueden alcanzar valores enormes. Esta tendencia hacia la variabilidad microclimática en el interior de la vegetación, contrapesa en cierto modo la influencia moderadora de la sombra, que tiende a reducir los efectos del ciclo diario dentro de la masa vegetal.

En el interior de matorrales cerrados o bosques, existen siempre regiones en donde la ventilación y por tanto los coeficientes



de transporte, se mantienen razonablemente elevados, mientras que en otras ambos son mucho menores. Cuando se trata de cultivos alineados la disposición de estas regiones dependerá tanto de la dirección como de la velocidad del viento. En una masa de vegetación aislada, el efecto general de un aumento de la velocidad del viento sobre el microclima interno, es el de provocar variaciones más fuertes cerca del borde cara al viento, debido a un aumento de la penetración advectiva desde el exterior, aunque luego se tiende a reducir tales variaciones debido a una mezcla más efectiva. Cuando se intenta determinar el microclima típico en masas de vegetación grandes y homogéneas, se presenta pues un importante problema de muestreo. De hecho en la mayoría de los casos, deben especificarse una serie de microclimas de transición desde el interior al exterior de la masa estudiada.

---

## 2º RADIACIÓN

La radiación solar penetra en la atmósfera terrestre con una intensidad casi constante de  $140 \text{ mW cm}^{-2}$  o  $2 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ , medidas perpendicularmente a los rayos. Cubre efectivamente un intervalo de longitudes de onda que va desde 0,2 hasta 4,5  $\mu$  (micras), comprendiendo las regiones del ultravioleta, visible e infrarrojo. Para nuestros propósitos podemos considerar que la distribución de intensidades según la longitud de onda es uniforme, con unas pocas lagunas y un pico en la región del verde (aprox. 0,5 micras). En la región principal la distribución espectral de la energía corresponde groseramente a lo que, según la teoría de la radiación, sería de esperar en un cuerpo negro, a una temperatura absoluta de  $6000^\circ \text{ K}$ , tan superior a cualquiera de las temperaturas que se dan en la Tierra, que las regiones espectrales de la radiación solar y de la radiación terrestre térmica, aunque se solapan ligeramente pueden considerarse como separadas para la mayoría de los propósitos. La primera aunque contiene algo de radiación infrarroja, incluso después de atravesar la atmósfera, suele recibir el nombre de radiación de onda corta, mientras que a la segunda se la distingue como de onda larga. Para fines prácticos, la radiación de onda corta puede definirse como aquella que es transmitida por el tipo de cristal utilizado en los solarímetros, y ocupa la banda espectral de 0,3 a 2 micras, mientras que la de onda larga se extiende de 4-5 hasta 100 micras.

Cuando la radiación solar atraviesa la atmósfera se disipa en diversos caminos. Un tercio aproximadamente se refleja de nuevo hacia el espacio, principalmente sobre las nubes. Fracciones menores son absorbidas y difundidas por diversos componentes de la atmósfera, de modo que la mitad de la radiación solar incidente en la atmósfera suele alcanzar la superficie terrestre. No obstante esta proporción media varía considerablemente en las distintas zonas climáticas, alcan-

zando el 70% en las regiones áridas con pocas nubes y apenas rebasando el 40% en los climas lluviosos tropicales.

También aumenta con la altitud, debido a la mayor concentración de materiales dispersantes y absorbentes, en los niveles bajos de la atmósfera. Incluso cuando se trata de superficies extensas, como grandes mesetas, la proporción de radiación recibida puede ser bastante más elevada. Esto produce un efecto interesante sobre el microclima, ya que las zonas elevadas reciben al mismo tiempo considerables aportes de energía por radiación, y vientos fríos debido a la temperatura del aire relativamente baja a esas altitudes.

Cerca del suelo, la radiación incidente de onda corta (conocida a menudo por radiación global) suele comprender dos componentes, la transportada en los rayos solares incidentes y la difundida por el aire. Esta última proviene de todo el hemisferio, y por eso recibe también el calificativo de no direccional, aunque es algo más intensa en las direcciones próximas a la de los rayos solares. En condiciones despejadas, con atmósfera clara, la radiación contenida en los rayos solares alcanza el 90% de la intensidad total recibida por una superficie horizontal con el sol sobre ella y un 80% con el sol a 20° de elevación.

Incluso con ligeras nubes obscureciendo el sol, la radiación en los rayos directos se reduce a cero. Por otro lado, cuando el sol se muestra entre claros de nubes, la reflexión en las mismas puede añadirse a los rayos directos, a veces incluso doblando la intensidad recibida.

La radiación difusa se debe principalmente a la dispersión por parte de las mismas moléculas que forman el aire, pero también gracias a las partículas de polvo y gotitas de agua. La importancia de la fracción dispersada dependerá pues, no sólo de la longitud o espesor de atmósfera atravesada por los rayos solares, sino también de la distribución de estos componentes de la atmósfera.

La geometría de la situación es de nuevo el principal factor que controla la magnitud de la absorción, tanto en el caso de la radiación directa como en la difusa. Sin embargo, como el aire, es virtualmente transparente a esas longitudes de onda, la importancia relativa de los constituyentes menores, especialmente del vapor de agua es mucho mayor por su efecto sobre la absorción que sobre la dispersión.

Parte de la radiación que alcanza la superficie del suelo es reflejada, y el resto absorbida. La última parte, la radiación neta de onda corta, es la más importante desde el punto de vista microclimático, y naturalmente depende tanto de factores atmosféricos como de la propia superficie receptora.

Como la reflectividad depende del ángulo de incidencia (el cual para los rayos directos en particular varía con la latitud, estación, hora del día y aspecto de la superficie), la fracción de la radiación incidente total reflejada por una superficie no es constante. Recibe el nombre de albedo de la superficie y sus valores cuando el sol se encuentra entre 90° y 20° de elevación, oscilan entre el 5 y 20% en agua limpia y profunda, entre 15 y 25% para la mayor parte de la vegetación verde, entre un 30 y 60% en suelo desnudo y seco. Los albedos del suelo húmedo, y del agua somera o turbia se encuentran más bien en el centro que en los extremos de los intervalos anteriores. El albedo es pues un factor que influye definitivamente en el microclima, y que debe tenerse en cuenta más de lo que ha sido en el pasado. Aunque por ejemplo en climas templados, puede utilizarse un valor promedio para la mayor parte de la vegetación, éste no es de ningún modo el caso cuando se trata de comunidades en zonas áridas, con especies variables en color y a menudo cubiertas de finos pelos o de aglomerados de polvo.

Además de los flujos de onda corta antes descritos, existe también un intercambio apreciable de energía en onda larga entre la Tierra y la atmósfera. La mayoría de las superficies sólidas y líquidas son relativamente buenas absorbentes y emisoras de energía en la zona de longitudes de onda largas, región en la cual las superficies naturales suelen considerarse como cuerpos negros perfectos. Así pues independientemente de su color visible, o de la variación de su reflectividad en la región de onda corta (incluido el próximo infrarrojo), todas las superficies expuestas puede considerarse que absorben toda la radiación de onda larga que incide sobre ellas. También puede considerarse que emiten libremente en esta región, siendo la energía total emitida y su distribución espectral, únicamente dependiente de su temperatura absoluta.

Por otra parte, el aire absorbe y emite energía más bien pobremente, comparado con los materiales sólidos y líquidos. Excepto en el caso de nubes y nieblas, la absorción y la emisión se deben casi exclusivamente al CO<sub>2</sub> y al vapor de agua.

A causa del descenso normal de temperatura con la altura la "retro-radiación" de la atmósfera suele ser menor que la emisión por parte del suelo, incluso por la noche, con temperaturas relativamente bajas en superficie. Por eso existe en general un flujo neto hacia el exterior; las únicas excepciones significativas serían con una cobertura de nubes relativamente calientes, o de una masa de aire muy caliente sobre una superficie muy fría (por ejemplo un glaciar).

La magnitud realmente importante desde un punto de vista microclimático, es la cantidad neta de energía radiante recibida por la superficie en consideración, por unidad de superficie, y sumando todas las longitudes de onda. Esta magnitud suele llamarse "radiación neta" y representa la falta de balance entre la radiación neta de onda corta

incidente y los flujos netos de onda larga emergentes (es decir, entre la radiación de onda corta global menos la reflejada, y la radiación de onda larga terrestre menos la del aire respectivamente). Por la noche, como es natural, los componentes de onda corta se hallan ausentes y la radiación neta se hace negativa.

Tanto la radiación global, la neta como el albedo pueden medirse rápida y fácilmente con instrumentos independientes, sin embargo, la radiación terrestre sólo puede medirse directamente por la noche, debido a las dificultades que existen durante el día, de excluir la interferencia de la radiación solar, en general mucho más intensa. Por esta razón, se la llama a veces radiación nocturna, aunque en realidad tal denominación se presta a confusiones, ya que la radiación terrestre no solamente está siempre presente, sino que es mucho mayor durante el día que durante la noche.

Variación diurna y anual del microclima.- Durante el día las condiciones de temperatura cerca del suelo se hallan determinadas esencialmente por la inmensa cantidad de radiación de onda corta allí absorbida (del orden de 1 kW por metro cuadrado). En verano, sobre una superficie de suelo desnudo, las temperaturas de 70-80° C son frecuentes en las regiones áridas. Un perfil térmico típico en una región árida, tomado a mediodía, en una jornada tranquila y despejada, muestra un continuo descenso de la temperatura con la altura, según un gradiente que suele ser pequeño lejos del suelo, pero que se hace progresivamente mayor al acercarnos a la superficie. En la superficie existe virtualmente una discontinuidad térmica entre el aire y el suelo. La diferencia entre la temperatura a 1-2 mm de altura y la superficie es con frecuencia del orden de 30° C.

En los primeros 10 cm de suelo la temperatura también desciende con rapidez, de modo que a 5-10 cm de profundidad, la temperatura suele ser menor a la que presenta el aire a 1-2 mm de altura. A continuación desciende más lentamente, y cuando se alcanzan profundidades de 1 metro, suele detectarse ya muy escasa fluctuación de un día a otro, aunque todavía es evidente un ritmo estacional.

Durante la noche, cortado el flujo de radiación incidente de onda corta, el enfriamiento del aire y de las capas de suelo próximas a la superficie, resultan de la pérdida neta de energía de onda larga por parte del suelo, pérdida, como hemos visto, siempre presente. Incluso antes de la puesta del sol, la radiación incidente suele ser ya menor que la emergente, y el balance de radiación se hace negativo. En consecuencia el enfriamiento nocturno se establece antes del ocaso y dura hasta poco después de la salida del sol, aumentando la radiación neta emergente, progresivamente a lo largo de la noche y alcanzando el máximo poco después de la salida del sol.

Cuando la superficie del suelo se enfría a consecuencia de la pérdida de energía radiante, el aire adyacente también se enfría, en

general, más rápidamente cerca de la superficie. De esta manera se forma la característica inversión térmica nocturna, en la cual las capas de aire frío y denso se depositan debajo de las más calientes y ligeras. En contraste con las situaciones en que predomina la radiación incidente, provocando convecciones turbulentas que impiden la estratificación, durante la noche predomina una estratificación vertical estable. Los bancos de niebla horizontales, que a veces permanecen inalterados durante horas, proporcionan una evidencia visible de este fenómeno.

Tanto el calentamiento como el enfriamiento de las superficies por radiación, se halla intensificado y favorecido por la atmósfera despejada, el aire limpio y seco, y la falta de protecciones naturales, como árboles por ejemplo. A consecuencia de ello, las heladas nocturnas son corrientes incluso en regiones áridas que alcanzan elevadas temperaturas durante el día.

Como las distintas superficies absorben cantidades de calor variables, tienden a existir distintos regímenes térmicos tanto en las capas superficiales, como en el aire situado sobre ellas. En un extremo se hallan las masas de agua profunda, que retienen casi todo el calor recibido por radiación; en parte debido a su transparencia, de modo que la absorción tiene lugar en profundidad; en parte debido a su rápida mezcla y homogeneización, distribuyendo la energía absorbida a profundidades aun mayores, y también, en parte, a su alta capacidad térmica, circunstancias todas que limitan el ascenso de la temperatura. A causa de su capacidad para absorber y conservar grandes cantidades de calor, casi no puede detectarse ninguna variación diaria de temperatura en el aire que cubre una gran masa de agua. En el otro extremo, un "mulch", (capa de paja u otro material flojo distribuido sobre el suelo) con un bajo coeficiente de conductividad térmica, ofrecerá mucha resistencia al flujo energético a su través, gran parte de la energía solar incidente se utiliza para calentar la superficie del propio mulch y del aire inmediatamente situado sobre él. Tal superficie puede alcanzar temperaturas muy altas durante el día y muy bajas por la noche. Aunque las variaciones anuales, con los ciclos meteorológicos generales son también muy amplias, presentan un carácter menos aparente, ya que suelen hallarse enmascaradas por la propia oscilación diaria.

La densidad, color y aspecto de la superficie afectan también al régimen térmico. Labrando el suelo o manipulándolo en el sentido de reducir su densidad aparente, se reduce también la difusividad térmica. Esto puede reducir muy efectivamente el flujo de calor hacia las capas profundas, con la consecuencia de aumentar la cantidad de calor cedida a las capas de aire próximas al suelo y de aumentar también la oscilación térmica diaria en esas capas de aire. Las superficies oscuras absorben más calor que las claras. La pendiente y la exposición de cada superficie son también importantes en la determinación de la cantidad de calor absorbido por ella.

Superpuestos a este esquema general del desarrollo, esencialmente radiante, de los perfiles térmicos en el suelo y en la atmósfera, se hallan los efectos de la vegetación, de la humedad y del viento, estos últimos han sido ya comentados en el anterior capítulo.

Efectos de la vegetación y del tipo de superficie.- Durante el día, parte de la radiación solar incidente es interceptada por las superficies vegetales, GEIGER (1957) ha resumido algunas de las medidas de intensidad de luz realizadas en el interior de cultivos y comunidades forestales. En un bosque espeso, menos del 0,1% de la radiación solar incidente puede alcanzar el suelo, y bajo un prado de hierba alta, la fracción que llega al suelo puede ser del orden del 20%. La distribución de las superficies absorbentes con la altura varía con el tipo y densidad de la vegetación. Por ejemplo TAKECHI y KIKUCHI (1954) midieron la insolación en el suelo dentro de plantaciones de naranjos a distintas densidades de árboles. En la plantación más densa la insolación era sólo el 63% de la que se daba en la más dispersa, y la mayor parte de la radiación incidente se absorbía o reflejaba en la parte alta de las copas. En las regiones áridas, con plantas sombreando sólo una pequeña fracción de la superficie del suelo, la interceptación de la radiación incidente se halla considerablemente reducida.

Además de modificar la altura a la cual es absorbida la radiación solar, la cobertura vegetal afecta también a la cantidad absorbida mediante su influencia sobre el albedo de la superficie. En general la vegetación parece disminuir el albedo, aunque existe una considerable discrepancia entre los resultados de los distintos investigadores. LANDSBERG (1950) y BERRY, BOLLAY y BEERS (1945) dieron el 13-18% como albedo de las superficies arenosas y 7-9% el de la cobertura vegetal, mientras que GEIGER, después de revisar las investigaciones anteriores, da el 10-25% para la arena, 15-30% para diversos cultivos y prados y el 5-10% para los bosques.

La reflectividad de la vegetación viviente varía considerablemente con la longitud de onda, mostrando un mínimo en el centro del espectro visible y un máximo cerca del infrarrojo. En consecuencia las especies de colores claros, características de las regiones áridas, en las cuales aquel mínimo se halla mucho menos pronunciado, poseen albedos muy elevados, un hecho que posiblemente se halla dirigido a una más eficiente conservación del agua.

Con la vegetación, durante el día, la energía liberada por la absorción de radiación solar, en vez de ser concentrada en el suelo, se distribuye por todo el espacio ocupado por la vegetación de un modo que depende de la densidad vegetal a cada nivel. Tal circunstancia tiene un efecto inmediato sobre la temperatura del suelo y sobre el gradiente vertical de temperatura en el aire. Muchos ejemplos de esto son dados por GEIGER. También se ha observado que las temperaturas del aire más elevadas suelen producirse en el nivel donde se pre-

senta la máxima absorción de radiación incidente. Las temperaturas del suelo durante el día son siempre inferiores bajo una cubierta vegetal, y la oscilación diaria aparece significativamente reducida.

En condiciones semejantes de viento y aporte radiante, sobre una cobertura vegetal suelen observarse temperaturas más bajas y humedades específicas más altas que sobre suelo desnudo. Este efecto, debido a la tasa de evaporación, en general más alta en vegetación, es más acentuado cuanto mayor sea el contenido de humedad del suelo y más densa la vegetación. En realidad, una masa de vegetación cerrada tiende a crear un microambiente interno favorable, ofreciendo protección contra los extremos de todo tipo a las partes bajas de las plantas principales en la composición de la masa, y también a las plantas más pequeñas, como las plántulas que se hallan completamente incluidas en ella. Por otra parte, los espacios abiertos en el interior de tales masas, como por ejemplo los claros en un bosque pueden sufrir oscilaciones térmicas diarias muy acusadas, ya que se hallan protegidos del viento pero no de la radiación.

Por la noche el flujo emergente de radiación emitida por el suelo es interrumpido por la vegetación, del mismo modo que lo es la radiación incidente solar durante el día. Las superficies que reciben más calor durante el día, son las que más calor pierden durante la noche. Sin embargo el efecto de esta circunstancia sobre la distribución nocturna de la temperatura del aire, es menos marcado que en el caso de suelo desnudo, debido a la tendencia que existe en el interior de la misma vegetación a crear gradientes térmicos algo inestables. Así pues, la vegetación ofrece menos protección interna contra el enfriamiento nocturno por radiación, que contra el calentamiento durante el día también por radiación. Sin embargo, la capacidad térmica de la vegetación, y el hecho de que las superficies radiantes se hallan distribuidas en un considerable volumen de aire, tienden a mantener las temperaturas en el suelo y en las capas bajas de aire ligeramente superiores por la noche a las que se presentan en suelo desnudo.

No obstante las hojas de la parte alta de las copas, en el caso de vegetación bastante densa, pueden llegar a enfriarse más que el suelo desnudo en unas mismas condiciones generales (siempre que este último posea una difusividad térmica lo bastante elevada). En el caso de un suelo denso y húmedo, existe un flujo de calor hacia fuera desde las capas inferiores, capaz de retardar el enfriamiento de la superficie, mientras que en el caso de una masa vegetal, la parte alta de las copas presenta la comunicación cortada con el depósito de calor que se encuentra bajo ella, debido a la capa aislante y virtualmente en reposo del aire encerrado en el follaje inferior.

A pesar de todo, la presencia de vegetación, en general tiende a reducir las oscilaciones térmicas tanto diarias como anuales. En parte esto es debido a su mayor rugosidad, que conduce a un intercambio más efectivo entre la superficie y el aire situado sobre ella, pero

en parte, también se debe a la mayor cantidad de agua transpirada y por tanto al consumo de buena parte de la energía en forma de calor latente.

Considerados a una escala comparable a la de las características individuales de la superficie, los efectos de la heterogeneidad de ésta son muy complejos. Sin embargo, considerados a mayor escala, los efectos generales dependen de los valores promedios de rugosidad, contenido en agua, albedo, etc., aunque éstos y las relaciones más importantes son muy difíciles de valorar y calcular.

La topografía puede modificar el efecto que podría esperarse de un tipo particular de superficie en una localidad determinada. Por ejemplo modificando la cantidad de energía radiante recibida, una vertiente norte-sur equivale groseramente a un cambio de latitud en una magnitud proporcional, y afecta a las temperaturas medias, extremas etc., pero no a la longitud del día y a otros factores dependientes de ésta. Una ladera este-oeste, tiende simplemente a distorsionar el ciclo diario, acentuando los efectos de la mañana sobre los de la tarde o viceversa, y presenta ciertos efectos sobre los valores extremos y muy escasos sobre los promedios.

Las laderas, especialmente cuando actúan en combinación pueden también modificar la velocidad del viento por efectos de barrera y de canal, además de los provocados por las fricciones a gran escala. Estos fenómenos pueden afectar tanto las velocidades medias como las extremas y la dirección. Así pues en un país montañoso, el microclima deviene extraordinariamente variable y puede depender más de la topografía que del tipo de superficie.

Influencia de la disponibilidad hídrica.- La influencia primaria de la humedad del suelo o de las plantas en el microclima, se ejerce a través de su control sobre el proceso de la evaporación, el cual modifica el balance energético y determina la cantidad presente de vapor de agua y su distribución en las capas bajas de la atmósfera.

Durante el día, el calor latente de evaporación consume parte de la energía neta radiante, que de otro modo se utilizaría en calentar el suelo y el aire. Sobre una superficie de agua libre, un 90% en promedio aproximado de la radiación neta se utiliza para la evaporación, con unos extremos que van del 40-70% principalmente en las grandes masas de agua, hasta el 120-150% en pequeñas charcas o balsas aisladas, rodeadas de superficies que evaporan con menos libertad.

Sobre el suelo desnudo y húmedo suelen encontrarse valores similares, algo más reducidos, pero tan pronto como la superficie del suelo se seca, la tasa relativa de evaporación desciende, y por fin se acerca a cero (o incluso alcanza valores negativos correspondientes a condensación) cuando toda la masa de suelo se aproxima al estado de sequedad. Existe entonces un aumento correspondiente en la pro-



porción de flujo de calor hacia el interior del suelo, y de calor sensible hacia la atmósfera. En consecuencia el microclima sufre dos tipos de modificaciones por la humedad del suelo, directamente a través de la distribución de la humedad en el aire y su variación con la altura e indirectamente a través de su efecto sobre la correspondiente distribución de temperaturas en el aire.

En suelos húmedos, el tipo de vegetación que crece en ellos, parece ser sólo de secundaria importancia en la determinación de la tasa de evaporación. Con una cobertura completa de vegetación, en un suelo perfectamente húmedo, se ha observado en los últimos años, que la evaporación es virtualmente independiente del tipo de plantas en cuestión. Las diferencias de albedo conducen sin duda a variaciones en el total de energía disponible para el calentamiento y evaporación, pero se ha comprobado que tales diferencias son pequeñas. Por otra parte, después de haber ignorado por un tiempo el papel desempeñado por la geometría de las plantas, este aspecto vuelve a tenerse muy en cuenta, especialmente por su influencia sobre la rugosidad de la superficie y la eficiencia de los intercambios. Con todo, los efectos de la geometría no suelen ser muy grandes; el primero sería un mayor transporte hacia arriba, tanto de calor sensible como latente, a expensas del flujo de calor hacia el suelo, en segundo lugar, si la superficie uniforme no es lo bastante extensa para excluir la advección a partir de zonas más secas, tiende a aumentar la proporción de calor latente sobre el calor sensible.

En cualquier caso, cuando el suelo se seca, diferentes especies de plantas son capaces de utilizar el remanente de humedad con diversas eficiencias. En la práctica, pues, la evaporación relativa de la mayoría de las superficies naturales, y por tanto la variación de sus microclimas para unas condiciones macroclimáticas dadas, se hallan influidas tanto por el tipo de suelo, como por el tipo de vegetación que crece sobre él, de manera tanto más intensa cuanto menores sean las reservas hídricas del suelo.

Sobre un suelo húmedo o una cubierta vegetal corta adecuadamente provista de agua, los gradientes típicos de tensión de vapor tienen una forma muy similar a los gradientes de temperatura en las horas más calurosas del día, con la tensión de vapor decreciendo firmemente conforme aumenta la altura, y la variación es también muy fuerte en los primeros centímetros sobre la superficie evaporante. Por la noche, la evaporación es baja o incluso se halla invertida, y los gradientes de tensión de vapor son también débiles o incluso invertidos.

En el otro extremo, en regiones áridas, el agua raras veces se encuentra libremente disponible, y el contenido en humedad del suelo extremadamente bajo, da lugar a una evaporación muy baja y al desarrollo de gradientes débiles de tensión de vapor.

Un fenómeno interesante a veces observado sobre todo en regiones

áridas, consiste en que la evolución diurna de la tensión de vapor presenta una doble onda, con valores mínimos a primera hora de la mañana, y a primeras horas de la tarde. El primer mínimo es un hecho universal del régimen de humedad normal, ocurriendo a la hora en que las temperaturas son más bajas; el segundo mínimo sin embargo, es debido a la vigorosa convección que ocurre como resultado del extremo calentamiento por radiación a esa hora, y que sirve para transportar rápidamente el aire húmedo hacia arriba. Además ésa es la hora en que la vegetación suele experimentar las más agudas deficiencias hídricas, y en la cual muchas especies cierran sus estomas. Este último efecto ocurre incluso en vegetación relativamente húmeda, siempre que la tasa de transpiración sea lo bastante elevada.

### 3) BALANCE HÍDRICO

Dado un volumen de suelo y vegetación en estudio, la suma algebraica de las "importaciones" y "exportaciones" de agua deberá ser nula, lo cual se pone de manifiesto en la siguiente expresión del balance hídrico:

$$P - Q - U - E + \Delta W = 0 \quad (3.1)$$

donde  $\Delta W$  es la variación de la cantidad de agua almacenada en el suelo (entre el principio y el fin del período considerado),  $P$ ,  $Q$  y  $U$  son la precipitación, la escorrentía y el drenaje en profundidad, respectivamente. La cantidad de agua atravesando el nivel más profundo de medición es la que define  $U$ .  $E$  comprende la evaporación y la transpiración. Esta ecuación puede utilizarse en cualquier escala, desde las masas continentales hasta las plantas individuales, pasando por el estudio de las cuencas hidrográficas. En la mayoría de los casos se miden o estiman todos los componentes excepto  $E$ , el cual se obtiene por diferencia.

Una parte de la precipitación es interceptada por la cobertura vegetal antes de alcanzar el suelo. Se trata de un agua en cierto modo "pendiente" de las hojas y ramas, que se mantiene mojando a las superficies, y que por fin vuelve a la atmósfera por evaporación. La magnitud de precipitación interceptada depende en gran parte de la superficie "mojable" que presenta la vegetación por unidad de superficie de suelo, y también de la forma de la precipitación, pues como es natural, la nieve es mucho más interceptada que la lluvia.

La precipitación que consigue atravesar la cobertura vegetal no se distribuye por el suelo de manera uniforme. Una parte de ella alcanza directamente el suelo a través de claros o aberturas en la cubierta, otra parte gotea de las hojas y ramas, y por fin otra parte muy importante, que en ocasiones puede alcanzar un 40%, desciende por

el tronco y penetra en el suelo por la zona que rodea a los árboles. La proporción de agua que se desliza por el tronco depende fundamentalmente de la intensidad de la precipitación y de la forma en que las ramas se hallan insertas en el tallo principal, con precipitación muy fuerte y ramas insertas perpendicularmente, la cantidad de agua que baja por el tronco es mínima, y con precipitaciones suaves y ramas insertas oblicuamente, es máxima. La posibilidad de favorecer el descenso por los troncos de buena parte de la precipitación, constituye sin duda un factor ecológico importante en los árboles que viven en regiones áridas.

De la precipitación que alcanza el suelo, una parte se redistribuye por escorrentía superficial, modificando el tipo final de recarga del suelo. La escorrentía ocurre cuando la tasa de precipitación excede a la capacidad de infiltración en el punto de medida. En consecuencia, la escorrentía varía con la cantidad e intensidad de la precipitación (y frecuentemente también con su duración, ya que la tasa de infiltración al principio elevada, tiende a disminuir con el tiempo) y también con la forma de la superficie. En condiciones naturales la pendiente rara vez es constante, y mientras la escorrentía tiende a reducir la recarga del suelo en la parte alta de las laderas, y a aumentarla en la zona baja de las mismas, las variaciones menores de pendiente, generalmente modifican la relación pendiente / escorrentía. Buenos ejemplos de ello se encuentran en aquellos casos donde pequeñas diferencias en la microtopografía ocasionan modificaciones en la escorrentía, lo cual da lugar a una especial distribución de la vegetación. Esto es particularmente notable en las regiones áridas, donde una pequeña variación en los aportes por escorrentía, puede causar profundos efectos en la recarga hídrica del suelo.

En muchas ocasiones el drenaje en profundidad no es en absoluto despreciable, lo que ocurre es que resulta difícil de medir en una superficie pequeña. Tan sólo es posible obtener una estimación aceptable a partir de la conductividad hidráulica del suelo y del gradiente de tensión con que el suelo retiene el agua según la profundidad, pero aun así, estos cálculos sólo son aceptables en situaciones llanas y con una distribución uniforme de las raíces en el suelo.

El término "evaporación" se refiere a la pérdida de agua tanto en la superficie del suelo o del agua, como en las superficies vegetales (transpiración). Todos estos procesos son esencialmente similares, de modo que el suelo y las plantas pueden considerarse como vías alternativas, por las cuales el agua fluye hasta alcanzar las superficies evaporantes, a partir de las cuales se difunde en el aire. En el caso de la vegetación, la heterogeneidad de la superficie efectiva, y la variabilidad, controlada biológicamente, de la resistencia al flujo interno, no son más que complicaciones adicionales.

La evaporación es un fenómeno complejo, que tan sólo comienza a ser bien comprendido. Hoy día es posible asignar a muchas situaciones,

-hasta hace poco parecían misteriosas-, una relación de causa y efecto.

La evaporación se comprende mejor en términos de tres influencias interdependientes. La primera de ellas es la disponibilidad de energía en la superficie evaporante para subvenir a las demandas de calor latente. Posibles fuentes de esta energía son la radiación del sol, de la atmósfera y de las nubes y el calor sensible transmitido por el aire y suelo adyacentes. Excepto el sol, todas las demás pueden también actuar como absorbentes de energía, compitiendo con la evaporación por la energía que se reciba en superficie proveniente de las restantes fuentes. La distribución de energía en un momento determinado depende esencialmente del grado de insolación y del poder reflectante o albedo de la superficie, de la difusividad térmica del suelo y del aire, así como de los gradientes verticales de temperatura en ambos; todos ellos en relación con el requerimiento existente de calor latente.

Este último se halla gobernado por la segunda influencia, la capacidad del aire para transportar vapor de agua a partir de la superficie. Esta depende del gradiente vertical de humedad, y de la eficacia de la mezcla por turbulencia en las capas inferiores de aire. La tercera influencia es la disponibilidad de agua en la superficie evaporante, que en el caso del suelo, depende de las permeabilidades del suelo y de la vegetación, así como del contenido en humedad del suelo. Importa recordar que el déficit de saturación del aire no es el único factor que interviene en este grupo de variables (como aparece en algunas fórmulas propuestas para calcular la evaporación). Los sistemas biológicos, y el mismo suelo dispone de varios mecanismos para aumentar la resistencia al flujo de agua hacia la superficie evaporante; con lo que al disminuir el contenido en agua, disminuye también el flujo hacia la atmósfera.

Debe constar no obstante, que de todas las anteriores variables, tan sólo la radiación solar puede considerarse completamente independiente de las demás. Con frecuencia el observador tiende a considerar erróneamente que una determinada tasa de radiación produce un cierto gradiente, que a su vez controla un determinado flujo. También es erróneo imaginar que la radiación controla primariamente al flujo, y éste produce el gradiente. En realidad, a nivel microclimático, todos los factores, excepto la radiación, interaccionan continuamente entre sí, tendiendo a un equilibrio.

En condiciones estables, todos estos factores se ajustan mutuamente hasta producir una determinada tasa de evaporación. Una variación en uno de ellos no producirá una variación simplemente proporcional en la evaporación, sino que más bien vendrá seguido de cambios en los otros factores, hasta conseguir un nuevo estado de equilibrio. Esta interrelación puede ser aclarada con algunos ejemplos.

En un día despejado, con elevada tasa de evaporación, si de pronto el cielo se ve invadido por una masa de nubes, el hecho motivará una brusca caída de la energía radiante neta recibida en superficie. Sin embargo la consiguiente caída de evaporación no es aguda, sino que más bien sigue una forma exponencial. El poder de la atmósfera para transferir vapor de agua hacia las capas altas, no se modifica inmediatamente de un modo apreciable. Sin embargo, el calor latente consumido en la evaporación, deberá provenir en su mayor parte, sino en su totalidad del calor contenido en las capas inferiores de aire y superiores de suelo; la temperatura en y cerca de la superficie, comenzará a descender y lo mismo sucederá con la tensión de vapor.

A continuación, a partir de la superficie, se extenderá hacia el exterior una modificación de los gradientes, alterando la tasa de difusión tanto del calor como del vapor de agua, hasta que por fin se consigue llegar a una tasa reducida de consumo de calor latente sin otras variaciones ulteriores, con un flujo de calor sensible generalmente más reducido (este último en ocasiones, puede incluso sufrir una inversión, es decir darse un flujo hacia abajo).

De modo semejante, la consecuencia de un cambio en la velocidad del viento, será un progresivo reajuste, no sólo de la tasa de evaporación, sino también de todos los gradientes verticales y del flujo de calor, hasta que se alcance un nuevo equilibrio, siempre que las otras condiciones generales permanezcan constantes, si no es así, la situación es todavía más compleja.

La complejidad resulta también, donde las condiciones de la superficie varían a lo largo de la línea de flujo del viento, a menudo impidiendo al aire que corre sobre ellas alcance el equilibrio en ninguna porción homogénea, antes de encontrarse con otras propiedades distintas. El intercambio horizontal de calor y de vapor de agua que ocurre entre superficies distintas a barlovento y a sotavento, debido a la modificación del aire que pasa sobre ellas es conocido como advección (ver capítulo 1). Esta puede tener efectos extremadamente importantes, con frecuencia muy difíciles de evaluar.

Vamos ahora a considerar el desarrollo de diferentes microclimas en las capas inferiores de una masa de aire que presenta las mismas propiedades generales, cuando pasa sobre distintos tipos de superficie. Vamos a tomar el caso de dos superficies adyacentes, una de suelo desnudo y otra de pradera, ambas inicialmente húmedas, y expuestas a las condiciones normales de un día despejado. El albedo del suelo desnudo, especialmente en estado húmedo es un poco más bajo que el de la hierba verde. El primero absorberá pues algo más de energía por unidad de superficie. Por otro lado, a causa de la mayor rugosidad del prado, la turbulencia, y por tanto el transporte vertical, se verán favorecidos sobre él, de manera que tanto el calor como el vapor de agua serán transferidos más rápidamente hacia las capas altas. Al mismo tiempo, el transporte de calor hacia abajo, a partir de la zona

que intercepta la radiación, se ve impedido por la resistencia térmica de la cobertura vegetal y del aire aprisionado en ella.

El resultado neto suele ser que la tasa combinada de flujo hacia arriba de calor sensible y latente, es decir el flujo energético total, es aproximadamente el mismo en ambos casos. En realidad, muchas veces será menor en el suelo desnudo que en el prado, ya que el flujo extra de calor hacia el interior del suelo en el primer caso, suele ser más que suficiente para compensar la energía extra que dispone el prado debido a su menor albedo. Otra consecuencia, probablemente de menor importancia, del más eficiente transporte entre la hierba y el aire, es la tendencia a que una mayor proporción del flujo energético hacia arriba, consista en calor latente, en ventaja sobre el sensible.

No obstante, el punto de mayor interés consiste en comprobar que la relación más íntima entre la hierba y el aire sobre ella, impide que la temperatura de aquélla ascienda durante el día tanto como en el caso del suelo desnudo. En otras palabras, a causa de la eficiencia del proceso de transporte sobre la hierba, los gradientes que se constituyen son más débiles que en el caso de suelo desnudo.

Así pues de las dos superficies, aunque el prado tendrá casi siempre una menor temperatura en superficie y menor tensión de vapor, manifestará también una tasa de evaporación más elevada. A menos que se presente una severa reducción de la transpiración por medios biológicos. Tal anomalía con frecuencia se ve favorecida por la desecación de una delgada capa superficial de suelo. La consecuente reducción de la permeabilidad, y por tanto de la tasa de aporte de agua desde las capas bajas, provocará un descenso de la humedad relativa junto a la superficie de suelo desnudo, y por tanto un descenso correlativo del gradiente de tensión de vapor sobre él, a pesar de la presencia de un gradiente térmico más pronunciado. En cualquier caso, el aporte de energía, reducido ya por el mayor albedo de la crosta del suelo, es desviado cada vez más de la evaporación al calentamiento del suelo y del aire.

---

#### 4) CLIMA REGIONAL Y TOPOCLIMAS

Concepto de clima regional.- Los grandes dominios climáticos se hallan esencialmente determinados por la latitud, circunstancia que caracteriza una sucesión de regímenes radiantes y eólicos del ecuador a los polos en ambos hemisferios. El concepto de clima regional comprende una escala intermedia, entre los dominios antes mencionados y el nivel microclimático.

Sin embargo el clima regional debe entenderse también como una situación de equilibrio o balance entre unos factores energéticos y eólicos inherentes al sol y a la atmósfera, y unas propiedades de las superficies que interaccionan con ellos.

Aparte de la situación latitudinal, que como se ha dicho controla los regímenes radiantes y eólicos en gran escala, el clima regional depende esencialmente de dos factores:

a) Proximidad del mar. Como se ha visto en anteriores capítulos, la elevada capacidad térmica del agua, así como su gran conductividad, hacen de las grandes masas de agua un depósito de calor, y naturalmente de vapor de agua, que tamponan las variaciones térmicas e higrométricas en las capas bajas de la atmósfera. Si las masas de aire marinas tienen fácil acceso a una determinada región, ésta gozará de un clima de tipo oceánico, con humedad atmosférica elevada, reducidas oscilaciones térmicas y con precipitaciones bien distribuidas a lo largo del año. Si la lejanía del mar o la presencia de cadenas montañosas (valle del Ebro), aísla una determinada región del aire marino, ésta ostentará un clima de tipo continental, es decir, con humedad atmosférica baja, fuertes oscilaciones térmicas, gran estabilidad atmosférica en invierno, pues el calentamiento durante el día apenas es suficiente para destruir la estratificación nocturna, con lo cual se va formando un anticiclón sujeto al suelo (meseta ibérica), considerable inestabilidad atmosférica en verano, época en que debido a la gran cantidad de energía recibida y los abruptos gradientes altitudinales que se crean en las capas bajas de la atmósfera, tanto de temperaturas como de tensión de vapor, suele darse una potente actividad convectiva, que con frecuencia da lugar, a su vez, a precipitaciones tempestuosas y torrenciales.

b) Topografía. En las regiones llanas la advección no se ve obstaculizada y fácilmente se consigue una relativa homogeneidad climática, por el contrario, en las regiones montañosas, la mayor rugosidad de la superficie, los fenómenos de pantalla, la variabilidad en los aportes de energía (ver más adelante), dan lugar a fuertes contrastes climáticos. Por otra parte la presencia de vegetación permanente, prados y bosques, favorece el desarrollo de la inercia térmica en las capas bajas de la atmósfera, por su tendencia a emplear buena parte del flujo energético incidente en la evapotranspiración. Este fenómeno se halla mucho menos acusado en las regiones cerealistas, con el suelo en barbecho, y muchas veces incluso aislado de la atmósfera por una capa de rastrojos y paja. Sin embargo la cobertura vegetal no puede considerarse como un factor independiente que influya sobre el clima de una región, sino que de nuevo se trata de una interacción, ya que por su parte la presencia de un tipo u otro de vegetación o explotación agrícola, depende también del clima que prevalece en la región.

Climas de montaña. En montaña se produce tres tipos de fenómenos que dan lugar a las más importantes modificaciones climáticas.

a) Extraordinaria rugosidad de la superficie, la cual ocasiona turbulencias a gran escala que favorecen una elevada tasa de transporte vertical. Esto produce dos efectos principales, el primero una diferenciación muy marcada entre las laderas expuestas a barlovento y las orientadas a sotavento. En general esto se manifiesta por el llamado efecto "fohn"; el aire, sobre todo si es húmedo, asciende por la vertiente a barlovento y se enfría al subir, menos que si estuviera seco por la inercia térmica debida al vapor de agua, el cual se condensa, formando una capa de nubes de ascenso, que por su frecuencia suelen determinar la presencia de comunidades exigentes en humedad atmosférica (hayas y robles nobles en los Pirineos). Cuando el aire comienza a descender por la ladera a sotavento se encuentra mucho más seco, y se calienta al bajar proporcionalmente más de lo que se enfrió al subir, de modo que en dos puntos situados en ambas laderas a la misma altura, la temperatura será mayor en la vertiente a sotavento que a barlovento. Esta circunstancia ocasiona un contraste muchas veces brutal entre ambas laderas, la expuesta al viento, más húmeda, con mayor pluviometría y oscilaciones térmicas más suaves, y la contraria más seca y cálida, con fuertes oscilaciones térmicas, y con el transporte de vapor de agua de la superficie a la atmósfera, evidentemente favorecido por el viento descendente fuerte, cálido y seco, que provoca una efectiva turbulencia. Por último hay que destacar que en las partes altas, sobre todo en las crestas, la acción de frenado que ejerce la superficie sobre el flujo del viento es mucho menor, con lo cual, la velocidad de éste es mucho mayor en estos lugares, hasta tal punto, como veremos, que les imprime la principal característica climática.

El segundo efecto producido por la rugosidad de la superficie en montaña, coincide con el conocido por "efecto de macizo". Una masa de aire que alcance el borde de una zona montañosa y se desplace una gran distancia sobre ella, sufrirá una progresiva desecación por el efecto fohn antes mencionado, fenómeno que tendrá lugar al atravesar cada una de las cadenas o cresterías, pero cuyo efecto será progresivamente menor, pues el aire al secarse, puede condensar cada vez menos agua en las vertientes cara al viento. Esto da lugar a que en los macizos extensos, como los Alpes, el Himalaya, etc., la región interior presente un extraordinario carácter continental, debido a que el aire, una vez consigue llegar a ella, ha abandonado ya buena parte del vapor de agua en las vertientes periféricas, su inercia térmica por tanto será reducida y las oscilaciones de temperatura muy acentuadas.

b) Gran variabilidad en la distribución espacial de la energía recibida por radiación. Las distintas exposiciones y pendientes en relación al sol tienen un considerable efecto sobre la cantidad de energía recibida por radiación a lo largo del día y del año. Las superficies que más energía reciben son las orientadas al sur y perpendiculares a los rayos solares, cuando el sol se encuentra en el cénit. Las que menos energía reciben son las orientadas al norte o umbrías,



sobre todo con pendientes pronunciadas, pues, especialmente en invierno no pueden no ver el sol en todo el día, con lo que la única radiación que reciben es la difusa por el hemisferio, y la reflejada por las nubes. Como se ha dicho en capítulos anteriores, las exposiciones al este y al oeste, acentúan los caracteres de la mañana y de la tarde respectivamente, la primera por emplear buena parte del flujo energético incidente en evaporar los rocíos y escarchas matinales, y la segunda por utilizar ese flujo en aumentar el calor sensible, debido a que el agua más fácilmente utilizable ha sido ya evaporada durante el día.

En las regiones elevadas la cantidad de radiación recibida del sol durante el día es mayor, pues la limpieza de la atmósfera reduce la porción de radiación difundida y absorbida por el polvo, etc. Esto da lugar a que, junto al suelo, la temperatura o el vapor de agua aumenten considerablemente, según se utilice la radiación neta, ya preferentemente hacia el calor sensible, ya hacia el latente. En cualquier caso las características de las capas de aire a pocos metros del suelo son ya muy distintas, por lo que se establecen fuertes gradientes térmicos e higrométricos que favorecen la actividad convectiva, particularmente notable en las laderas altas y solanas de los macizos montañosos.

Estos fenómenos dan al conjunto del aire yacente sobre una región montañosa, fuerte heterogeneidad espacial; ya que debe ponerse en equilibrio con superficies de muy distintas propiedades; a causa de la referida heterogeneidad la advección casi siempre debe tenerse en cuenta en montaña, ya que el más leve viento puede traer sobre una parcela una masa de aire con muy distintas características a la que cubría inmediatamente antes. En estas condiciones es pues difícil conseguir una estabilidad atmosférica y una superficie donde la advección no sea significativa.

Las características comentadas de la distribución de la energía radiante en montaña, ocasionan un régimen de vientos especial que predomina en condiciones atmosféricas estables. A primeras horas de la mañana, el sol calentando la parte alta de las laderas provoca una convección en esos lugares que da lugar a su vez, a una succión del aire de los valles; la situación alcanza su máximo al mediodía, cuando el aire asciende por el fondo de los valles y por las vertientes, cerrando el ciclo mediante una chimenea descendente en el centro de aquéllos. Por la tarde, las laderas comienzan a enfriarse y se invierte en ellas la circulación: el aire comienza a descender, aun cuando por el fondo de los valles sigue ascendiendo hasta después de la puesta del sol. El régimen nocturno se estabiliza en la última parte de la noche, con aire descendente por vertientes y fondos de valle, dando lugar a típicas situaciones de inversión térmica. A la mañana siguiente, el flujo descendente en los valles no se invierte hasta bien levantado el sol, cuando el régimen ascendente en las laderas se halla ya bien establecido.

Por último cabe destacar que este conjunto de fenómenos caracterizando el clima de las regiones montañosas, interacciona con las propiedades generales de las grandes masas de aire, de modo que, en realidad, el fenómeno montañoso tiende a modificar de un modo especial el régimen climático general del país donde se encuentra el macizo. Por esto en las clasificaciones climáticas, suele hablarse de tipos oro-mediterráneos, oro-atlánticos, etc.

Descripción y características de los principales topoclimas en montaña..- El concepto de topoclimas nace precisamente de esa heterogeneidad de climas que se observan en montaña relacionados con las distintas condiciones topográficas. A continuación vamos a describir los más importantes:

a) Crestas y divisorias de agua. Estas situaciones se caracterizan por gozar de un clima semejante al de las capas altas de la atmósfera. La masa de aire es tan grande en relación a la superficie del suelo, que ésta apenas ejerce influencia sobre aquélla.

El distintivo climático más importante de las crestas es la gran intensidad del viento cuya doble acción mecánica y turbulenta (favorece la evaporación) limitan la existencia de muchas plantas; sobre todo árboles.

La energía recibida por la superficie es muy grande, pero una vez empleada en evaporar el agua más accesible, se utiliza en desarrollar calor sensible, pero debido al fuerte viento reinante, los intercambios son muy eficientes, la exportación de agua muy rápida (las plantas deben hallarse bien adaptadas a la sequía), y la temperatura del aire no suele sufrir fuertes oscilaciones diarias. La humedad relativa presenta un comportamiento especial, en general es baja durante la noche, pues el aire frío baja por las laderas y se forma una chimenea descendente de aire de las capas altas de la atmósfera, ya de por sí más seco, pero más todavía al aumentar su temperatura por el descenso. Durante el día por el contrario, el régimen higrométrico suele ser bastante errático, con picos de casi el 100% coincidentes con la llegada de masas de aire húmedo por condensación de ascenso, junto a bajones brutales, cuando cesa de soplar ese tipo de aire y predomina un flujo horizontal o descendente.

b) Solanas y umbrías. En éste y en anteriores capítulos hemos comentado ya las tendencias climáticas de las distintas exposiciones. Tan sólo es oportuno destacar aquí que las solanas suelen presentar un ritmo térmico anual distinto al de las umbrías. Las primeras, sobre todo si son muy secas, con vegetación xerófila, presentan una escasa conductibilidad calorífica que dificulta un flujo de calor normal hacia las capas profundas, y también la conservación de tasas elevadas de evaporación. En primavera, cuando comienza a aumentar la energía solar incidente, gran parte de ésta se utiliza en las solanas para aumentar el calor sensible durante el día. Por la noche, como el calor

almacenado en el suelo es todavía escaso, debido a lo temprano de la estación, sobreviene un considerable enfriamiento, que en muchas ocasiones puede descender por debajo de 0°C. Esta circunstancia favorece el inicio de la actividad de las plantas más temprano en las solanas que en las umbrías, pero como que no se eliminan los peligros de las heladas nocturnas, en muchos casos las mismas poblaciones vegetales segregan ecotipos en las solanas adaptados en el sentido de brotar con una integral térmica más elevada que en las umbrías. En general y como grosera aproximación, puede decirse que el clima que predomina en las solanas es de tipo continental, mientras que en las umbrías es de tipo oceánico.

c) Fondos de valle y depresiones. El fenómeno que más carácter imprime al clima de estos lugares es la inversión térmica. En condiciones atmosféricas estables, el aire enfriado en las laderas elevadas desciende al fondo de los valles y depresiones, debido a su mayor densidad. Esta estratificación del aire según su temperatura, es fácilmente destruída con la irrupción de vientos fuertes, etc. y precisa para su formación que la noche sea despejada, de lo contrario la cobertura de nubes actúa de pantalla que protege al suelo de la pérdida de calor por radiación. Por otra parte, los hoyos estrechos y profundos, las laderas bajo acantilados, etc., no sufren grandes descensos térmicos, porque las paredes compensan en gran parte la pérdida de calor, tanto por su propia radiación como por interceptar la emitida por la superficie en cuestión. Las situaciones más frías son pues al fondo de depresiones relativamente amplias, sobre todo si éstas se hallan relacionadas con áreas extensas de captación de aire frío.

d) Acantilados y pedregales. Este tipo de superficies presentan dos características importantes. Su albedo suele ser considerable, y, casi siempre, a la energía incidente normal que reciben, hay que añadir la reflejada por las parcelas contiguas, que puede alcanzar valores muy altos. Tal cantidad de radiación neta recibida, apenas puede utilizarse en evaporación, debido a que tales superficies apenas pueden disponer de agua. Tampoco puede emplearse en conservar un gran flujo calórico hacia abajo por la escasa conductibilidad y capacidad calorífica de los materiales que las componen. Por tanto gran parte de la energía se utiliza en desarrollar calor sensible, por esto las capas de aire, sobre este tipo de superficies, alcanzan temperaturas muy elevadas, y las plantas que viven en ellas deben desarrollar mecanismos especiales para protegerse de la desecación, problema agudizado por la escasez de agua, y por la gran cantidad de energía disponible para su evaporación.

En estas condiciones, deviene fundamental la posibilidad de los transportes eficientes. En la base de los acantilados, en los pedregales de las solanas, quedan bolsas fuera del camino de la corriente principal ascendente, en que el aire llega a calentarse mucho. Por el contrario en la parte alta de los acantilados, el viento suele ser constantemente intenso e impide el desarrollo de características espe-

ciales debidas a la superficie.

e) Charcas. El clima de las charcas tiene una gran importancia por su influencia sobre los ecosistemas de aguas someras, tan abundantes en regiones montañosas, por eso vamos a dedicar unos comentarios a tales biotopos, sin extendernos a los lagos ni ibones, que por su mayor profundidad, constituyen un caso aparte. Como se ha dicho, la energía utilizada para la evaporación en las pequeñas charcas puede superar el 100% de la radiación neta, debido a la energía extra suministrada por el calor sensible desarrollado en las superficies vecinas. Por la mayor capacidad calorífica y conductibilidad térmica del agua respecto al suelo y vegetación, la inercia térmica de las masas de agua es mayor, tardan más en calentarse al avanzar el día pero al atardecer, conservan mejor la temperatura. Sin embargo, la magnitud de esta inercia depende de la masa y profundidad de agua, las charcas muy someras, o los bordes poco profundos se calientan y se enfrían antes.

En el interior de la masa de agua los perfiles térmicos están sujetos también a la eficiencia de los transportes verticales. En aguas limpias, la transparencia es mayor, y el fondo tiende a calentarse más, provocando convecciones que favorecen la homogeneización de temperaturas. Por el contrario, en aguas turbias, las zonas superficiales interceptan buena parte de la radiación neta, con lo cual tienden a calentarse más que las inferiores; en estas condiciones suele existir un desfase entre el calentamiento del fondo y la radiación recibida, con lo que la actividad convectiva máxima puede desfasarse 12 h. respecto al máximo de radiación incidente.

Por la noche suele presentarse también una inversión térmica, con estratificación de las temperaturas, debido a que las capas superficiales se enfrían más, y por ser más densas caen al fondo.

En el agua los gradientes térmicos horizontales suelen ser muy débiles y únicamente merecen atención especial en el caso de regiones litorales someras y anchas presentando escaso intercambio con la masa principal.

Otro factor que puede modificar el régimen térmico en charcas es la actividad microbiana con desprendimiento de calor.

Los estudios microclimáticos en charcas, relacionados con los seres vivos, deben tener en cuenta las variaciones estacionales de la masa de agua (algunas se desecan en verano) y también el color, tanto del fondo como de los seres vivos, (huevos de batracios) que pueden modificar el albedo, favoreciendo el flujo de calor hacia su interior.

Síntesis climática altoaragonesa.- El clima regional en el Alto Aragón se encuentra claramente influido por dos fenómenos importantes: un flujo de aire predominante en el sentido NW-SE, y una serie

de cadenas montañosas en sentido E-W que interceptan ese flujo. Esto da lugar a un efecto fohn sucesivo a sotavento de cada sierra, que provoca una progresiva desecación del aire, una menor inercia térmica, y en suma una continentalidad cada vez más acentuada en el sentido NW-SE.

El régimen pluviométrico varía también paralelamente, desde un tipo atlántico con máximos invernales y un mínimo en julio en el extremo NW de la zona, hasta un tipo continental influido por el mediterráneo, con un máximo primaveral y otro menos importante en otoño, y un mínimo primario en julio y otro secundario en enero-febrero. A fines de primavera y principios de verano comienza a establecerse la actividad convectiva en gran escala, sobre todo en las solanas de las sierras elevadas, sin embargo gran parte de las nubes originadas de esta manera son arrastradas por el flujo del NW, descargando tormentas en el Sobrarbe. Por eso la punta de sequía en julio es muy importante y probablemente, mucho más intensa que en cualquier otra región pirenaica. A mediados de agosto, la actividad convectiva se generaliza, y en septiembre se acumula a los efectos del ciclón balearico, que suele dar lugar a copiosas precipitaciones autumnales en el mediterráneo, y cuya influencia, aunque atenuada, alcanza nuestra región.

En primavera, la zona presenta una gran variabilidad en las condiciones climáticas. La actividad convectiva es todavía débil para generalizarse, y el paso de los ciclones atlánticos, se ve con frecuencia obstaculizado por el anticiclón de las Azores o ramales del mismo; en promedio, las precipitaciones suelen ser abundantes, pero hay años en que son extraordinariamente escasas. Por otro lado, los fuertes descensos térmicos, ya avanzada la primavera, son relativamente frecuentes, sobre todo en las zonas sujetas a inversiones, y en marzo-abril, los fuertes vientos asociados a la baja humedad del aire (a veces inferior al 10%) provocan evaporaciones brutales, que si son de poca duración no dejan de afectar a las plántulas recién nacidas o a los brotes recién emergidos de las yemas. El carácter variable de las primaveras condiciona muchos aspectos de las comunidades en el Alto Aragón, con frecuencia induciendo una fuerte heterogeneidad genética en las poblaciones (quejigos).

Este gradiente medio en sentido NW-SE, que presentan casi todas las propiedades climáticas en la región, se ve modificado por las formas de relieve más importantes. La gran barrera caliza de las Sierras Interiores, Alanos, Bisaurín, Aspe, Telera, Tendeñera, ejerce un considerable efecto pantalla sobre el aire del Cantábrico, separando al norte de ella una región con acusado carácter atlántico de montaña, donde si bien existe también un gradiente general NW-SE, presenta un carácter mucho menos acusado. En el borde sur de las sierras, el efecto fohn es muy pronunciado y determina la aparición de islotes de comunidades adaptadas a la sequía con una considerable importancia biogeográfica.

Más al sur, en la depresión interior o Canal de Berdún, el gra -

diente general se suaviza también, debido a que los vientos del NW, con acceso relativamente fácil tienden a homogeneizar las condiciones. Esta región se ve además afectada de modo muy importante por las situaciones de inversión, que acumulan en ella el aire captado por las extensas regiones al norte de las Sierras Interiores.

Todavía más al sur se extiende la región de las Sierras Prepirenaicas, donde el gradiente principal NW-SE se presenta con toda claridad. En general las umbrías se hallan expuestas a las condensaciones ascendentes, cada vez más débiles por la progresiva desecación del aire (el fenómeno presenta un máximo en los macizos que bordean la depresión interior, Oroel y San Juan de la Peña), y las solanas, sobre todo los contrafuertes meridionales sobre el Somontano oscense, Guara, La Peña, Santo Domingo, aparecen influidas por los fenómenos convectivos estivales.

---

## 5) CLIMATOLOGÍA FORESTAL

Aunque los fenómenos que regulan el microclima en las masas forestales, no son esencialmente distintos de los que se presentan en las comunidades herbáceas (estratificación de las superficies clorofilianas, intercepción de precipitaciones y de energía radiante, etc.) vamos a considerarlos algo detalladamente, ya que por presentarse a mayor escala pueden percibirse a simple vista con facilidad.

Balance energético.- Una parte de la energía radiante que incide sobre la zona superior de las copas es reflejada, otra parte es interceptada y utilizada para el desarrollo de calor latente, sensible y para llevar a cabo la función clorofílica, y por fin una tercera parte es transmitida a los estratos inferiores.

La proporción de energía incidente que es canalizada en cada una de estas tres vías, varía con el tipo de bosque y con la época del año. La intercepción depende de la superficie foliar por Ha, de la forma y de la orientación de las hojas. Algunos bosques como los hayedos y los abetales, presentan la mayor parte de las superficies fotosintéticas desplazadas en los estratos superiores, y sobre todo en el primer caso, la disposición horizontal de las hojas y ramas, tiende a aumentar la eficiencia del filtrado de energía. En estas condiciones, el subvuelo forestal es apenas existente, y el suelo está provisto de una escasa cobertura de vegetación herbácea, muy adaptada a este ambiente fresco, de penumbra, y con una distribución espectral de la energía muy rica en componentes de longitud de onda larga, próxima al rojo, y por tanto poco absorbidos por las clorofilas. La adaptación de las plantas a los ambientes nemorales sigue dos líneas, una de ellas consiste en la iniciación del ciclo vegetativo muy temprano en primave-

ra, y tiene valor adaptativo en caso de bosques caducifolios, ya que consiguen desarrollar buena parte de su vida en una época en que la intercepción por las copas es muy débil debido a la ausencia de follaje, así ocurre con las diversas plantas prevernales, típicas de los hayedos. Otra posibilidad consiste en aumentar la superficie foliar por individuo, desarrollar sistemas clorofilianos saturados a menor intensidad lumínica (es decir que la máxima producción fotosintética tiene lugar con intensidad de luz más baja), mantener un balance fotosíntesis-respiración favorable a la asimilación a bajas temperaturas, cualidad que permite a estas plantas aumentar el período de trabajo en relación con los árboles, y escapar así algo a la intensa competencia por la luz. Este tipo de plantas ocurren sobre todo en los abetales y bosques umbrosos siempre verdes. Como más adelante veremos, el escape de vapor de agua en el aire encerrado en la masa forestal, permite a estas plantas aumentar la superficie foliar sin demasiado peligro de una transpiración excesiva, y su adaptación a trabajar a bajas temperaturas les permite escapar a los perjuicios de la sequía estival. Musgos, líquenes y otras plantas típicamente nemorales pueden considerarse incluídas en esta categoría. Cuando se estudia la energía radiante en relación con la fotosíntesis, muchas veces se consideran solamente las llamadas radiaciones fotosintéticamente activas, y que comprenden una región del espectro similar a la que sensibiliza al ojo humano, ya que la curva de sensibilidad espectral de este último coincide bastante con la de las clorofilas de los vegetales terrestres. El flujo energético incluído en otras longitudes de onda, tendrá importancia para otros procesos que indirectamente afectan a la fotosíntesis, como la evapotranspiración y el desarrollo de calor sensible, pero no se hallan implicadas en la activación de las clorofilas. Por eso, las radiaciones fotosintéticamente activas se miden con otros instrumentos (ver. capítulo 6) y con frecuencia su intensidad se expresa en lux.

Otros tipos de bosque como los pinares, presentan el total de superficie foliar por Ha más distribuido en diversos estratos, con lo cual, si bien a ras de suelo la energía radiante transmitida puede ser muy baja, la intercepción ha tenido lugar en un mayor número de niveles; el estrato arbóreo superior no ejerce un control tan estricto sobre la radiación incidente, y permite el desarrollo de un subvuelo importante, no necesariamente adaptado a las bajas intensidades lumínicas. Sucede esto con nuestros pinares de pino silvestre, bien provistos de un subvuelo de boj, planta muy heliófila, pero que ciertas modificaciones morfológicas (ahilamiento, disposición horizontal de las hojas, etc.) le bastan para resistir bien la competencia de los pinos en estos bosques.

El viento en el bosque.- El estrato superior ejerce un fuerte efecto de frenado sobre el flujo de aire. Entre el suelo y la zona de las copas el aire queda virtualmente atrapado con muy poca movilidad. Este fenómeno es muy importante porque disminuye en gran manera la eficiencia de los transportes, da lugar a una acumulación de vapor de agua

y dióxido de carbono, circunstancia que influye en el control ambiental de la fotosíntesis en el subvuelo forestal. En la zona de las copas, la concentración de  $CO_2$  y su acceso a los cloroplastos limitan más la fotosíntesis que la propia intensidad lumínica recibida. En el subvuelo con baja luminosidad, y con atmósfera rica en  $CO_2$ , el flujo de este gas hasta los cloroplastos deja de ser limitante, pasa a serlo la energía recibida, y la temperatura por el balance respiratorio. La mayor humedad en la atmósfera permite por otra parte el ensanchamiento de las superficies clorofilianas sin grandes riesgos de deshidratación.

Por otra parte el distinto comportamiento térmico de la zona de los fustes y el campo libre que describiremos a continuación, provoca un régimen de brisas forestales semejantes a las marinas. Durante el día, el fuerte calentamiento de las superficies en campo libre y la convección consiguiente, provoca una succión arrastrando el aire más fresco y pesado del interior de las masas forestales colindantes; se trata así pues de un equivalente de la brisa de mar, y sin duda tiene importancia por forzar la renovación del aire atrapado bajo las copas. El equivalente forestal de la brisa de tierra, que debería tener lugar por la noche, no se ha observado todavía.

Régimenes térmico e higrométrico en el bosque.- Ambos se hallan esencialmente regulados por la intercepción de la energía radiante y del flujo de viento, ejercida por las copas.

Durante las primeras horas de sol gran parte de la energía incidente se utiliza para evaporar el abundante rocío depositado en las copas. Más adelante comienza a calentarse el aire en el estrato superior, pues al agotarse la fuente de agua fácilmente evaporable, la energía se emplea en desarrollar calor sensible. En ese momento se ponen en actividad las poblaciones de insectos que habitan en las copas. El calentamiento de la zona de los fustes es más lento y de menor magnitud. A las primeras horas de la tarde se registran los máximos termométricos en la parte superior de las copas. La zona de los fustes permanece más fresca y apenas llega a desarrollarse un gradiente térmico altitudinal que asegure la convección. Muchos insectos manifiestan un umbral térmico inferior, a partir del cual entran en actividad. El número de horas que rebasan ese umbral es pues muy importante para decidir la posibilidad de vida ecológica de tales animales. Al ponerse el sol comienza a enfriarse la parte superior de las copas por irradiar sin la compensación de la energía solar. En bosques abiertos, con poca intercepción, la pérdida de calor del suelo forestal es también fuerte y puede alcanzar temperaturas inferiores a la parte alta, estableciéndose un régimen de inversión parecido al de las zonas descubiertas. Sin embargo, lo normal es que el flujo energético de onda larga sea interceptado por el estrato superior y el aire en la zona de los fustes permanezca más caliente durante toda la noche. La parte superior de las copas presenta pues las mayores oscilaciones térmicas, a veces el enfriamiento nocturno llega a supe-



rar el que se da en suelo desnudo, debido a las dificultades de aporte de calor del suelo, por el efecto aislante del aire atrapado en la zona de fustes. En los bosques de hoja perenne este fenómeno sufre pocas variaciones estacionales, sin embargo en los caducifolios presenta un máximo en verano y un mínimo en invierno, debido a la menor intercepción ejercida por el estrato superior en esa época.

Por su parte la tensión de vapor presenta un máximo sobre los estratos de mayor transpiración, es decir en la zona de las copas y los primeros centímetros sobre el suelo (estrato herbáceo) y si lo hay sobre los estratos del subvuelo. Esto da lugar en un bosque sin estratos arbustivos, al establecimiento de dos gradientes de tensión de vapor, uno del estrato superior hacia arriba, y otro del suelo hasta las copas, ambos son más acusados a primeras horas de la tarde, pero el segundo es siempre menos pronunciado debido a la baja eficiencia de los transportes verticales en el interior de la masa forestal.

Balance hídrico en los ecosistemas forestales.- Hemos comentado ya en un anterior capítulo los elementos que componen el balance hídrico en un volumen determinado de biosfera. Sólo vamos a resaltar aquí los aspectos especiales que se presentan en los bosques, y los vamos a dividir en dos categorías, aspectos que influyen los aportes de agua, y aspectos que modifican las pérdidas.

En cuanto a los aportes no vamos a comentar la intercepción y su influencia sobre la distribución horizontal de las precipitaciones, por haberlo hecho en un anterior capítulo. Vamos a señalar dos fenómenos que en el bosque pueden revestir considerable importancia. El mayor enfriamiento por radiación nocturna que suele presentarse en la parte alta de las copas, puede dar lugar a un considerable depósito de rocío, que si en nuestras latitudes no parece influir de manera apreciable en los aportes hídricos, sí puede hacerlo, sobre todo en verano, sobre las pérdidas, buena parte de la radiación matinal se emplea en la evaporación del rocío disminuyendo así la energía diaria disponible para la evapotranspiración. Por otra parte la gran superficie de hojas y ramas que presentan las copas por unidad de superficie de suelo, puede "captar" considerables cantidades de agua en caso de nieblas y masas de aire húmedo. Este tipo de aportes depende por un lado del grado de saturación del aire fluyente y por otro de la superficie de captación pero, en casos extremos, Canarias, Costa occidental de Norteamérica, etc. puede sobrepasar los 500 mm. anuales. Además la frecuencia de tales condiciones disminuye las pérdidas por transpiración y favorece la presencia de ciertos tipos de bosque (hayedos versus abetales). El fenómeno es particularmente visible a temperaturas bajo cero, con aire muy húmedo; en esas condiciones se da una sobresaturación del aire en equilibrio inestable que se rompe al contacto con las superficies, donde se depositan cristales de hielo que se acumulan formando agujas apuntando a la dirección de donde viene el viento.

Entre los fenómenos que influyen la pérdida de agua, cabe men -

cionar la gran rugosidad de las superficies en el estrato superior, con las copas oscilantes al viento, que favorece los transportes por turbulencia en esa zona en contraposición a la inmovilidad relativa del aire en la zona de los fustes.

Condiciones climáticas en los suelos forestales.- La gran abundancia de materia orgánica, hojarasca, musgos, etc. en la parte superior del perfil edáfico, dan lugar en general a una disminución de la conductibilidad térmica y por tanto a una mayor inercia del suelo respecto al régimen térmico general del aire.

Por otra parte, la misma abundancia de materia orgánica aumenta notablemente la capacidad hídrica de las capas superiores del suelo, se necesita más agua para alcanzar una penetración a las capas inferiores y después de una precipitación escasa, pueden hallarse más secas las zonas con mucha hojarasca o musgos, que las otras, las primeras retienen toda el agua y luego la ceden otra vez a la atmósfera.

Las oscilaciones hídricas estacionales que suelen presentarse en nuestras latitudes (sequía de verano) influyen sin duda notablemente en el proceso de descomposición de la materia orgánica, favoreciendo un gran florecimiento microbiano en otoño.

Condiciones climáticas en los claros y bordes del bosque.- Los bordes y claros en el bosque carecen de intercepción por parte del estrato superior pero sufren fuertes influencias lateralmente por parte de la masa de árboles colindante. Estas pueden proyectar sombras sobre la zona aclarada con lo que recibe menos energía radiante que en campo abierto; los bordes orientados al norte y al sur de los claros gozan un régimen térmico y energético parecidos al que prevalece en umbrías y solanas respectivamente.

El régimen eólico sufre también modificaciones en los bordes de las masas forestales, a barlovento y sobre todo a sotavento, presentan zonas con menos intensidad de viento y con frecuentes remolinos. Por otra parte el diámetro o tamaño de los claros influye mucho en el régimen eólico; los claros pequeños tienden a mantener el aire embolsado pues apenas llegan a formarse remolinos que favorezcan los transportes e intercambios verticales. Por el contrario, los claros grandes, en ocasiones pueden presentar más transportes verticales que en campo descubierto debido al exagerado efecto de los remolinos y turbulencias.

Los árboles ejercen también un efecto de pantalla sobre la precipitación, que influye sobre la distribución de ésta en los bordes y claros. Caso de precipitación acuosa, llueve más en los bordes a barlovento que en los orientados a sotavento. Caso de precipitación sólida ocurre al revés, ya que la nieve se acumula más a sotavento debido a los remolinos.

El efecto de las dimensiones de los claros sobre el régimen térmico es particularmente importante cuando se trata de las mínimas nocturnas por inversión. Existen unas dimensiones óptimas para que se registren las mínimas más bajas. Cuando los claros son menores, la pérdida por radiación se compensa por la pantalla y contrarradiación de los árboles colindantes, caso de claros mayores, la estratificación del aire es impedido por el régimen turbulento que se establece en su interior.

Existe también una influencia del claro dentro de la masa forestal contigua, junto al claro existe una zona donde el sol penetra mejor, oblicuamente por entre los fustes y lo mismo sucede con el viento. Este fenómeno se halla más agudizado en caso de claros recientes, árboles caídos, etc., antes de que haya podido desarrollarse un subvuelo o matorral que aisle la masa forestal del campo abierto.

Problemas microclimatológicos relacionados con la técnica de la explotación forestal.- Los principales problemas de esta índole surgen en conexión con el régimen climático en los claros y roturas del bosque.

En la explotación forestal intensiva, el hombre maneja muchas veces especies cuyas plántulas son exigentes en luz durante los primeros estadios de su vida; además la explotación procura obtener masas homogéneas, de la misma edad; pues en poblaciones compuestas de individuos de diferentes edades abundan los árboles que, dominados por los mayores, se desarrollan mal por falta de luz, y representan un desgaste inútil. Por esto, muchas veces, sobre todo cuanto más intensiva es la explotación, suelen realizarse las cortas en fajas o rodales, creando claros artificialmente, para que en ellos puedan nacer las plántulas y crecer de manera homogénea.

Entonces hay que tener presentes dos problemas, el primero las dimensiones de las fajas o rodales cortados, para que no se presenten heladas por embolsamiento de aire, sobre todo en regiones donde las heladas tardías son frecuentes, y el segundo, que el exceso de flujo de calor en el suelo y la mayor oscilación térmica favorecen una rápida mineralización de la materia orgánica, cuyos efectos sobre la regeneración del bosque hay que prever, en ocasiones por ejemplo, la rápida nitrificación favorece la instalación de exuberantes nitratófilas, que "ahogan" a las plántulas recién nacidas de las especies forestales.

No se han logrado todavía criterios de validez general que orienten sobre el tamaño óptimo de los claros, y cada caso requiere una investigación previa.

El control de insectos y demás plagas requiere también un conocimiento del microclima forestal, ya que muchas veces aquéllos se hallan ligados a ciertos estratos por condiciones climáticas.

## 6) INSTRUMENTOS Y MEDIDAS

Importancia del adecuado planteo del problema a estudiar.- Los científicos han desarrollado diversos métodos para buscar respuestas a sus preguntas. Estos casi siempre constan de las siguientes fases, observación, formulación de objetivos y preguntas, establecimiento de hipótesis de trabajo que respondan a esas preguntas, planear procedimientos para comprobar esas hipótesis, valoración de los resultados, y obtención de conclusiones respecto a las preguntas planteadas, conclusiones que a su vez pueden dar lugar a ulteriores preguntas, que requieren la comprobación de otras hipótesis. Estos pasos representan una alternancia entre la observación y la explicación, entre los razonamientos inductivo y deductivo. Esto es, la observación nos conduce a la formulación de hipótesis, que a su vez deben explicarse por experimentación. Ulteriores observaciones realizadas sobre la base de esa experimentación, conducen a nuevas hipótesis, las cuales llevan a ulteriores experimentos. A cada vuelta del ciclo, las cuestiones devienen más incisivas, y los resultados más precisos. Esta acumulación de conocimientos, lleva en último término a la formulación de nuevas teorías, principios o leyes.

Con frecuencia los principales fallos de las investigaciones sobre el ambiente residen en la vaguedad de las cuestiones estudiadas por un lado, y en la persecución de objetivos irrealizables por otro. A veces es difícil deshacernos de la preocupación de obtener datos per se, acerca de las interesantes y a menudo complejas variables ambientales. Los investigadores imaginan con frecuencia que si pueden encontrar procedimientos para cuantificar variables ambientales, lograrán abrir una puerta mágica que les conducirá a conclusiones significativas. Esto pudo ser cierto hace diez o quince años, cuando la obtención de datos se hallaba en la frontera de la investigación, pero hoy día ya no es el caso. Las conclusiones significativas están siempre relacionadas con problemas específicos. Cuanto más agudas y directas sean las hipótesis a comprobar, mejores serán los resultados. En resumen, la buena investigación utiliza los medios más sencillos para comprobar unas hipótesis bien definidas, y proporciona la explicación más simple de acuerdo con las observaciones realizadas.

Otra dificultad reside en no meditar suficientemente un problema hasta alcanzar su conclusión lógica. Es casi axiomático que la consideración de cómo deberán manipularse los datos, conduce a una simplificación de la recolección de observaciones. Casi siempre es más fácil coleccionar datos que reducirlos a una expresión significativa.

El número de decisiones difíciles que se requieren para programar tales investigaciones es sorprendente. En muchos casos ninguna decisión puede considerarse definitivamente establecida, hasta que se hayan meditado todas las demás. Así los procedimientos experimentales evolucionan como un conjunto, mientras el investigador recorre con su mente los diversos aspectos del problema. Muchas decisiones se hallan sujetas a modificaciones cuando el problema se desarrolla. A pesar de

ello, cuanto más definidas sean las decisiones iniciales, mejores serán la sensibilidad de los procedimientos y la validez de las conclusiones. Naturalmente, cuanto más complejo sea el problema, más necesario será un programa detallado.

Una pregunta sencilla: "¿Cuál es la diferencia en el comportamiento térmico a lo largo del año en el interior de dos ecosistemas distintos?", puede contestarse con un dispositivo experimental relativamente sencillo, pero la pregunta: "¿Por qué existen diferencias en ese comportamiento térmico?", requiere un programa mucho más complejo.

Medición de la temperatura.- Para que la lectura de una temperatura del aire sea representativa, hay que evitar que cualquier tipo de radiación, sea solar o terrestre, tenga acceso a los elementos sensibles de los termómetros; de lo contrario éstos se calentarían por encima de la temperatura del aire y proporcionarían datos acerca de la temperatura del elemento sensible no en equilibrio con la del aire. Por otra parte, como cualquier tipo de protección contra la radiación implica algún bloqueo en los movimientos del aire, cierto calentamiento de la superficie protectora, etc. conviene, -siempre que se requiera bastante precisión-, provocar una corriente de aire a través de los elementos sensibles para aumentar la eficiencia de los intercambios térmicos de éstos con el aire. Se habla entonces de termómetros con ventilación forzada. La importancia de la protección contra la radiación y la ventilación forzada crece con el tamaño del elemento sensible. Así un bulbo de mercurio requiere una protección más complicada, es más afectado por la radiación y por la falta de ventilación, que la delicada perla de un termistor. Por la noche, sobre todo en cielo despejado, es también conveniente proteger a los termómetros con una pequeña cubierta, de lo contrario, la radiación emitida por el bulbo o elemento sensible puede provocar en él un descenso térmico que no llegue a equilibrarse con el aire.

Los diversos tipos de termómetros existentes pueden dividirse en los siguientes grupos:

a) Termómetros de tubo de vidrio con líquido; este último puede ser mercurio o alcohol. El segundo se utiliza sobre todo cuando se trata de medir temperaturas inferiores a  $-38^{\circ}\text{C}$ , a la cual solidifica el mercurio. Este tipo de termómetros son potencialmente muy precisos y con frecuencia se utilizan como patrón. Por su simplicidad y bajo coste son apropiados para las observaciones a nivel de clima regional en las redes de estaciones meteorológicas. Cuando se trata de investigaciones microclimáticas deben utilizarse con precaución, debido a que el considerable tamaño del elemento sensible, obliga a complicados sistemas para protegerlos de la radiación, para ventilarlos, y aun así, manifiestan una inercia importante.

Se construyen tipos especiales para medir temperaturas máximas, a base de un estrechamiento capilar junto al bulbo que corta la colum-

na de mercurio al contraerse, o que empujan un índice por la tensión superficial del mismo mercurio. Los termómetros de mínima suelen ser de alcohol, y el líquido arrastra, también por tensión superficial, un índice en su descenso.

El modelo de Six-Bellani, muy utilizado en la red española por su bajo coste, es menos preciso y consta de un tubo en U con mercurio y alcohol, que indica la temperatura máxima en una rama y la mínima en la otra.

b) Termómetros de mercurio en acero; constan de un tubo de acero lleno de mercurio a presión. La dilatación del mercurio se comunica a un tubo capilar lleno de un líquido análogo al alcohol, el cual comunica el movimiento a una plumilla inscriptora. Estos termómetros son precisos pero tienen una inercia considerable, son por tanto adecuados para obtener gráficos de la temperatura a distintas profundidades del suelo.

c) Termómetros de deformación; el elemento sensible consta de una placa formada por dos metales soldados con distintos coeficientes de dilatación, con lo cual la placa se deforma según la temperatura. Esta deformación se transmite a una plumilla inscriptora por un sistema mecánico. Son bastante precisos y con una inercia de unos 30 segundos para una velocidad del viento de 5 m/sec., lo cual los hace apropiados para obtener gráficos de la temperatura del aire en estudios de clima regional.

d) Termómetros eléctricos; existen dos tipos principales de termómetros eléctricos, los termómetros de resistencia y los termopares. Los primeros se basan en la variación de resistencia eléctrica del elemento sensible proporcional a la temperatura. Suelen construirse de platino, metal que se altera muy poco a la intemperie, o de una composición cerámica de óxidos metálicos (termistores). La sensibilidad de estos termómetros es muy elevada, y su inercia escasa, aunque dependiente de la envoltura que protege al elemento sensible, vidrio, resina, etc. Cada elemento sensible requiere una curva de calibración especial una vez montado con los cables de la longitud deseada, y las lecturas se realizan mediante un puente de resistencia. Los termopares consisten en dos filamentos de metales distintos unidos por ambos extremos. Cuando las dos uniones se hallan a temperaturas distintas, producen una fuerza electromotriz proporcional a la diferencia de temperaturas, de modo que si se intercala un galvanómetro en el circuito, podrá medirse el voltaje e indirectamente la diferencia de temperaturas. Los metales más utilizados son el cobre y constantano (aleación de cobre y níquel). La gran ventaja de los termopares es que pueden hacerse prácticamente tan pequeños como se desee, y la principal desventaja es que requieren el conocimiento de la temperatura en la unión de referencia con la misma precisión que la temperatura problema. Se han realizado intentos comerciales de llevar la unión de referencia al mismo galvanómetro, pero la precisión obtenida, aunque suficiente

para muchos fines industriales, no suele ser adecuada para medidas microclimáticas. Sin embargo el sistema de termopares parece muy adecuado para medir diferencias de temperatura (ver medición de la humedad). La gran ventaja de los termómetros eléctricos reside en su reducido tamaño, elevada sensibilidad y escasa inercia. En muchas ocasiones un simple barniz reflectante, con carbonato de plomo por ejemplo, basta para evitar la influencia de la radiación. Sin embargo la necesidad de un calibrado previo para cada elemento sensible y la complejidad de los sistemas indicadores sensibles (galvanómetros, potenciómetros, etc.) restringen su utilidad práctica, a los estudios microclimáticos especializados.

Medida de la humedad.- La humedad atmosférica puede expresarse de diversas maneras, las más corrientes son:

Tensión del vapor de agua en el aire.- Humedad relativa, indica el grado de saturación del aire ( $100 e/e_s$ ), siendo  $e$  la tensión de vapor actual, y  $e_s$  la tensión de vapor cuando el aire a la misma temperatura, se encuentra saturado en equilibrio con una superficie de agua.

Punto de rocío.- Como la tensión de vapor es una función de la temperatura, puede encontrarse un valor  $T_d$ , para el cual  $e_s$  sea igual a la tensión de vapor actual  $e$ . Este valor  $T_d$  recibe el nombre de punto de rocío, y es la temperatura, por debajo de la cual se inicia la condensación del agua atmosférica en presencia de una superficie o núcleos adecuados. Para el aire saturado la temperatura actual equivale al punto de rocío. El valor  $T_d$  es independiente de la temperatura.

Como en el caso de la temperatura, se han utilizado diversas propiedades físicas para obtener medidas de humedad:

- 1) Termodinámica: el psicrómetro, donde uno de los bulbos termométricos se mantiene húmedo, para que la evaporación proporcione un grado de enfriamiento.
- 2) Higroscopía: se utiliza un elemento capaz de absorber humedad del aire, con lo cual modifica su a) longitud (cabello humano); b) su peso o volumen o c) provoca una variación en sus propiedades eléctricas (resistencia o constante dieléctrica).
- 3) Condensación: se enfría una superficie hasta que tiene lugar la condensación, con lo cual se mide el punto de rocío.
- 4) Presión: la tensión del vapor de agua en el aire se compara con la de soluciones conocidas.
- 5) Óptica: midiendo la energía en ciertas longitudes de onda donde se realiza la principal absorción por parte del vapor de agua.

Los procedimientos más utilizados son el psicrométrico y el del

cabello higroscópico. El primero consta de dos termómetros, uno normal y otro con el bulbo envuelto con una muselina humedecida. Cuando el aire a la temperatura  $T$ , la presión  $p$ , y la tensión de vapor  $e$ , fluye sobre el bulbo de un termómetro humedecido, se evaporará agua hasta alcanzar unas condiciones de equilibrio. Cuando ocurre este equilibrio, es posible deducir una ecuación considerando los intercambios de calor. Este tratamiento teórico no tiene en cuenta la tasa de ventilación del termómetro húmedo, pero la experiencia demuestra que la constante psicrométrica  $a$  en la ecuación deducida:

$$e = e' - ap(T' - T) \quad (6.1)$$

depende de la velocidad del viento cuando ésta se encuentra por debajo de 2,5 m/sec. En la ecuación  $T'$  y  $e'$  se refiere a la temperatura del termómetro húmedo y a la tensión de vapor saturante a  $T'$  respectivamente. Los valores sugeridos para  $a$  se indican en la tabla

Tabla (6.1). Valores sugeridos para la constante psicrométrica  $a$

Velocidad del viento m/sec	0-0,5	1-1,5	2,5
Constante psicrométrica $a$ , mb/°F	0,667	0,444	0,364

Resulta pues evidente que cuando se pretenden realizar observaciones detalladas, el bulbo húmedo debe ventilarse y utilizarse el valor 0,364. El bulbo debe mantenerse húmedo y ventilado durante el momento de la observación y un período anterior para que se alcance el equilibrio. Existen tablas y gráficos para obtener la humedad relativa, tensión de vapor y punto de rocío a partir de las temperaturas del termómetro seco y húmedo.

Cuando se trata de medir diferencias de tensiones de vapor por ejemplo para estudiar el gradiente en un perfil, basta con conocer la diferencia entre el bulbo seco y el húmedo, es decir, la depresión del termómetro húmedo. Para realizar estas observaciones con precisión se prestan muy bien los termopares, pues una sola lectura proporciona directamente la depresión psicrométrica deseada (ver termómetros eléctricos).

Los higrómetros de cabello son también muy utilizados, sobre todo para obtener gráficos de humedad del aire mediante instrumentos económicos. El procedimiento no puede sin embargo aplicarse a las medidas de precisión, tiene una gran inercia, poca estabilidad, y además su intervalo de sensibilidad no abarca toda la gama de humedades relativas de 0 a 100%, por lo cual si se adapta el aparato para registrar en valores bajos, se pierde sensibilidad en los valores altos.



### Anemometría

La velocidad del viento puede medirse con cuatro principales tipos de instrumentos. a) el anemómetro de placa, consistente en una placa metálica suspendida por una de sus aristas, de modo que pueda oscilar a lo largo de un arco según el empuje del viento, es un instrumento muy sencillo y bastante preciso para observaciones regionales. b) el anemómetro de cazoletas, consiste en tres o cuatro cazoletas esféricas o cónicas unidas a un eje vertical de modo que el conjunto pueda girar libremente, el número de vueltas realizadas por el eje, a través del círculo descrito por las cazoletas, proporciona una base para conocer el recorrido del viento. c) el anemómetro de tubo de presión; cuando el viento sopla sobre la boca de un tubo, se produce un exceso de presión en el tubo, si por el contrario fluye a través de la boca o de un orificio lateral, se produce un efecto de succión. Tal diferencia de presiones se utiliza para medir la velocidad del viento. Este instrumento no es de uso muy corriente. d) el anemómetro de hilo caliente consta de un filamento de platino calentado a una temperatura constante, la energía (en general eléctrica) que hay que suministrarle para ello, es proporcional a la velocidad del viento pues se utiliza para compensar la exportación de calor provocada por el mismo viento. El instrumento es sensible para velocidades bajas y por tanto suele utilizarse en estudios muy precisos, en el interior de bosques, etc.

La dirección del viento se mide casi siempre con veletas, pudiendo fácilmente obtenerse gráficos mediante un sistema de contactos.

### Medición de la radiación

Los instrumentos para medir la energía radiante en general o radiómetros pueden clasificarse de un modo operacional de la siguiente manera:

a) Radiómetros para medir la energía radiante de onda corta: existen varios tipos de instrumentos, pero los más utilizados son los radiómetros de pilas termoeléctricas, basados en la fuerza electromotriz engendrada por una serie de soldaduras termoeléctricas, dispuestas de manera que absorban la energía incidente sobre ellas y se calientan. Se trata de aparatos sensibles, pero bastante caros, máxime porque requieren un sistema de lectura galvanométrico, que si bien puede ser instantáneo, la mayor parte de las veces interesa que sea integrador para conocer totales en períodos determinados, o gráfico para conocer la evolución de la radiación en el tiempo. Los radiómetros bimetalicos se basan en el diferente calentamiento experimentado por unas placas bimetalicas ennegrecidas que absorben la energía radiante y otras pintadas de blanco que las reflejan, y por tanto dependen sólo de la temperatura del aire. Se trata de instrumentos sencillos y robustos, pero con errores considerables, debido a su inercia y a no haberse conseguido eliminar la influencia de la temperatura del aire, especialmente cuando se trata de medir totales diarios.

Los radiómetros de destilación son extraordinariamente simples, la energía incidente provoca la evaporación de un líquido, en general alcohol, incluido en una doble cápsula esférica de vidrio, el vapor vuelve a condensarse en la parte inferior del instrumento, que consiste en un tubo graduado, donde puede leerse el volumen condensado, proporcional a la radiación recibida. Estos instrumentos solamente pueden utilizarse cuando se trata de medir la radiación incidente en períodos largos, superiores a una semana, y además tienen el inconveniente de indicar la energía recibida en una superficie esférica, no plana como en el caso de los radiómetros anteriores, por lo cual no puede intentarse establecer balances energéticos a base de estos aparatos. Los radiómetros de pilas termoeléctricas pueden especializarse en medir ciertos componentes de la energía radiante de onda corta, por ejemplo, una disposición tubular con un estrecho orificio de entrada, permite medir la energía transportada en los propios rayos solares, un disco negro interpuesto entre el sol y la cúpula del radiómetro, permite medir la energía de onda corta difundida por el hemisferio celeste, el radiómetro invertido permite medir la energía reflejada o albedo de la superficie, y el acoplamiento de dos instrumentos, uno dirigido hacia arriba y otro hacia abajo, permite conocer el balance neto de energía de onda corta.

Cabe además dotar a estos instrumentos de filtros especiales con el fin de medir la energía recibida en determinadas regiones del espectro.

b) Radiómetros para medir además la energía radiante de onda larga: Este tipo de instrumentos se han comenzado a construir muy recientemente, muchos de ellos se hallan todavía en experimentación. La mayor parte de los aparatos ideados se basan en el sistema de pilas termoeléctricas, pero todos deben resolver dos dificultades principales: las cúpulas deben construirse con un material transparente a las radiaciones de onda larga (el vidrio no lo es), y generalmente se utiliza el polietileno, material que presenta la desventaja de rayarse con relativa facilidad. La segunda dificultad reside en evitar los intercambios de calor, no radiante, de tipo convectivo sobre la cúpula, formación de rocío, etc. Para solucionar el problema recurre a la ventilación forzada o a la instalación de un anillo metálico ecuatorial que se calienta eléctricamente y que induce también una ventilación artificial de origen térmico. La disposición de dos elementos apuntando al cielo y al suelo permite obtener el balance energético total y neto en una superficie plana al nivel considerado.

En la actualidad la investigación sobre los instrumentos de pilas termoeléctricas es muy activa y se han conseguido ya modelos sencillos de razonable sensibilidad y bajo precio, que probablemente desplazarán a los demás sistemas más groseros (destilación, etc.).

Cabe por último referirnos a los fotómetros, como instrumentos especializados en medir la intensidad de luz recibida por una superficie. Como es posible pasar de las unidades fotométricas (lux) a las

unidades energéticas (cal) :  $1 \text{ lux} = K \cdot 10^{-5} \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$  siendo K una constante a determinar empíricamente, resulta que los fotómetros pueden considerarse como radiómetros que trabajan en una determinada región del espectro que aproximadamente coincide con la sensibilidad del ojo humano.

Los elementos sensibles de los fotómetros suelen ser células de selenio, que producen una fuerza electromotriz proporcional a la iluminación, o unidades cerámicas de sulfuro de cadmio, cuya resistencia eléctrica varía según la iluminación a que se hallan sometidas.

Las ventajas de las células de selenio son: a) responden instantáneamente a la luz incidente, b) no precisan una fuerza eléctrica externa, c) son robustas y presentan buena estabilidad a lo largo de períodos largos, d) su sensibilidad espectral es similar a la del ojo humano. Sus desventajas son: a) falta de sensibilidad frente a bajas intensidades de luz, b) su respuesta no es lineal y c) presentan una cierta fatiga. Por su parte el sulfuro de cadmio presenta las siguientes ventajas a) con un circuito eléctrico sencillo pueden medirse intensidades muy bajas de luz. Sus desventajas son a) precisan una fuente eléctrica externa de decenas de voltios, b) respuesta no lineal, c) sensibilidad variable con la temperatura y desplazada hacia las longitudes de onda próximas al rojo. En consecuencia, la mayor parte de los estudios sobre la fotosíntesis en tierra, se realizan con células de selenio provistas de filtros especiales para mejor coincidencia de la sensibilidad espectral con la de la clorofila, y para una mayor normalización de los resultados. Con estos filtros se mide la parte de la radiación global comprendida entre 0,37 y 0,78 micras, son las llamadas radiaciones fotosintéticamente activas (RFA), y las medidas de intensidad lumínica referidas a ellas se expresan en "Lux Fotosintéticos".

Cabe por último recordar los heliógrafos, como sencillos aparatos destinados a conocer el número de horas de sol habidas durante el día. Se basan en un sistema de lente o rendija y una banda de papel sensible colocada bajo la primera. El sol al recorrer el hemisferio quema o impresiona una línea en la banda. Estos instrumentos son interesantes porque a partir de ellos pueden conocerse los totales de energía incidente recibidos con bastante aproximación. Para ello hay que basarse en la radiación solar máxima que puede recibirse según la latitud de la estación, en el tanto por ciento de horas de sol habidas respecto a las teóricas (supuesto cielo despejado), y en una constante que varía con las regiones y que es aconsejable obtener empíricamente con un radiómetro.

#### Medición del balance hídrico y de sus componentes

Vamos a considerar ahora rápidamente la medición de los componentes del balance hídrico deducidos de la ecuación general (ver capítulo 3).

$$P - O - U - E + \Delta W = 0$$

(6.2)

La importación de agua, precipitación o  $P$ , se mide mediante pluviómetros, simples embudos de diámetro normalizado, que recogen el agua precipitada, acumulándola en recipientes más o menos protegidos de la evaporación. Si por algún procedimiento mecánico se registra el nivel de agua precipitada, tenemos un pluviógrafo. Un factor importante a considerar es la densidad óptima de pluviómetros en una zona, ya que sobre todo en regiones continentales o montañosas, los regímenes convectivos producen precipitaciones con gran variabilidad espacial.

$O$  y  $U$ , la escorrentía superficial y el drenaje en profundidad son bastante difíciles de medir, y por lo general se intenta evitar una medición directa; esto es fácil de conseguir cuando se trata de regiones amplias, ya que entonces, ambas cantidades pueden englobarse midiendo el caudal que escapa por la línea principal de drenaje del valle considerado. Cuando se trata de parcelas pequeñas, la cuestión se complica mucho, en general estas cantidades no se miden y se valoran por diferencia de las restantes a partir de la ecuación general. Para medirlas directamente es preciso utilizar lisímetros y dispositivos complicados, que permitan recoger el agua de drenaje sin interferir demasiado en la estructura del suelo.

$\Delta W$  o la variación de la cantidad de agua retenida por el suelo es también difícil de medir. Como el contenido del suelo en agua suele manifestar un ciclo anual, con frecuencia se refieren las medidas a períodos de un año, con lo cual  $\Delta W$  tiende a ser igual a 0, sobre todo si el principio y fin del intervalo tiene lugar en momentos de máximo contenido en agua del suelo. El error es todavía menor cuando se consideran promedios de varios años.

La evapotranspiración  $E$ , puede medirse por diferentes procedimientos.

1) A partir del balance hídrico: Cuando se trata de períodos secos entre lluvias o entre riegos, puede considerarse  $E = -\Delta W$ , despreciando  $U$ . En tal caso la medición de la evapotranspiración se reduce a la medición de la variación de humedad en el suelo con la única dificultad en la gran heterogeneidad de su distribución espacial. En grandes superficies, cuando se disponen de aforos en la línea de drenaje principal, lo más práctico es medir todos los componentes del balance hídrico excepto la evapotranspiración, que se calcula por diferencia a cero. Este procedimiento es de una gran precisión, por lo que merece ser tenido en cuenta sobre todo en estudios geográficos.

2) A partir del balance energético: Si pueden medirse todos los componentes de la ecuación de balance energético

$$R_n + H + \lambda E + G + a A = 0$$

(6.3)

donde  $R_n$  es la radiación neta,  $H$  el flujo de calor sensible,  $LE$  el flujo de calor latente ( $L$  calor latente de evaporación del agua aprox. = 600 cal  $g^{-1}$ ;  $E$  flujo de vapor de agua) y  $aA$  energía empleada en la asimilación fotosintética ( $a$  coeficiente de almacenamiento de energía química aprox. = 3600 cal  $g^{-1}$ ,  $A$  asimilación fotosintética)  $G$  flujo de calor en el suelo y biomásas, excepto el término de calor latente  $LE$ , es evidente que este último puede deducirse por diferencia. En la práctica la radiación neta  $R_n$  puede medirse con radiómetros netos, el flujo de calor en el suelo  $G$ , puede conocerse utilizando placas de flujo o más sencillamente a partir de las diferencias de temperatura a distintas profundidades, y de estimaciones o pruebas de laboratorio para conocer la capacidad calorífica del suelo. Por otra parte, y debido a diversas razones, la energía empleada en fotosíntesis ( $aA$ ) no suele exceder del 2-3%  $R_n$ . Los términos residuales en la ecuación, representan los flujos de calor sensible y latente,  $H$  y  $LE$ . Estos flujos suelen separarse evaluando la razón de Bowen

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{c_p}{L} \left( \frac{\Delta T}{\Delta q} \right) \quad (6.4)$$

para la superficie en estudio, donde  $c_p$  es el calor específico del aire a presión constante (cal  $g^{-1}$  grad. $^{-1}$ ) y

$$\frac{\Delta T}{\Delta q}$$

la razón de las diferencias de temperatura y humedad específicas del aire medidas sobre un mismo intervalo altitudinal. Este proceder implica la suposición de que los coeficientes de transporte para el vapor de agua  $K_w$  y el calor sensible,  $K_H$  son idénticos, y que  $H$  e  $LE$  son constantes a lo largo del intervalo vertical utilizado para la obtención de los datos. Ambas suposiciones parecen razonables siempre que las medidas se tomen cerca de la superficie. En muchos casos este procedimiento constituye la más atractiva aproximación al conocimiento de la evapotranspiración, si bien debe restringirse a las situaciones donde la vegetación es razonablemente homogénea de manera que las mediciones representen un promedio efectivo.

3) A partir de medidas directas del flujo de vapor de agua:  
Este procedimiento requiere la integración del producto de la componente vertical del viento y del contenido en vapor de agua del aire en un punto determinado. La teoría e instrumentación que sustentan el método fueron descritos hace algún tiempo, pero como las cantidades a medir fluctúan rápida y considerablemente, se precisa una instrumentación muy delicada, y en consecuencia, pocas mediciones de este tipo se han realizado.

Por otra parte, el flujo vertical de vapor de agua puede determi-

narse indirectamente si bien con menos precisión a partir del correspondiente gradiente de humedad y de un apropiado coeficiente de transporte, obtenido mediante consideraciones empíricas (ecuación de Dalton) o deducido de la teoría de la turbulencia (método aerodinámico). El procedimiento de Dalton es sencillo y da buenos resultados cuando se trata de medir la evaporación en superficies de agua, pero en general estos métodos presentan la dificultad de no tener en cuenta la advección por lo que quedan restringidos a extensas superficies homogéneas, y sólo son aplicables, sobre todo el segundo, en condiciones de neutralidad, ya que de lo contrario no se mantiene la ley logarítmica de velocidad del viento, base para el cálculo de las constantes de transporte, esto limita su uso a períodos cortos de tiempo, ya que como hemos visto (capítulo 1) las modificaciones sobre la ley logarítmica de la variación de la velocidad del viento con la altura que deben aplicarse en condiciones de inestabilidad no se hallan todavía bien aclaradas, y aunque lo estuvieran, la interpretación de los datos en períodos largos y condiciones meteorológicas variables, requeriría un computador electrónico.

4) A partir de procedimientos empíricos: desde hace años vienen desarrollándose varios métodos empíricos para estimar la evaporación de grandes superficies de agua. Entre los más conocidos se encuentran los de THORNTHWAITE (1948, 1954), PENMAN (1948, -49, -56), BLANEY and CRIDDLE (1950) y PRESCOTT (1958). Algunos se han aplicado también a las superficies vegetales y suelos desnudos. La mayoría se han desarrollado para obtener estimaciones de la evapotranspiración a partir de las variables meteorológicas corrientemente obtenidas en las redes de estaciones. DZERDZEEVSKII (1958) y PENMAN (1963) han realizado comentarios documentados sobre todos estos experimentos, y a ellos remitimos al lector. Cabe destacar que en principio estos procedimientos tienden a calcular la llamada evapotranspiración potencial  $E_p$ , concepto artificial (agua evaporada por una superficie de prado denso y raso sin ninguna limitación en el aporte de agua) creado para evitar la influencia de las propiedades de los sistemas evaporantes en la propia evaporación, influencias difíciles de valorar en fórmulas empíricas. Se trata pues de una medida del "poder evaporante" de la atmósfera, que sólo se halla relacionada con la evapotranspiración actual  $E_A$  cuando se trata de intervalos muy largos, meses o años, y aun variando en cada región y tipo de superficie. Otra dificultad del concepto de  $E_p$  es que supone la evapotranspiración independiente de la composición vegetal y sin ninguna limitación por cierre de los estomas, cosa que en situaciones de extremado "poder evaporante" de la atmósfera, parecen dudosas.

Vamos tan sólo a comentar aquí brevemente el método de Penman, que es el más sólidamente fundamentado y que presenta mejor aplicación a los problemas biológicos e hidrológicos. El método combina las consideraciones aerodinámicas y las del balance energético. Es más complicado que la mayoría de las restantes fórmulas empíricas, pero no requiere más que datos meteorológicos corrientes. Desarrollado esen-

cialmente como una expresión de la evaporación en agua libre, la ecuación final generalizada es de la forma:

$$E = \frac{[\Delta R_n + A E_a]}{[\Delta + A]} \quad (6.5)$$

donde  $\Delta$  es la pendiente de la curva de la tensión de vapor saturante  $[e^{\circ}/dT]$  a la temperatura del aire  $T_a$  (en mm Hg  $^{\circ}C^{-1}$ ).  $R_n$  es la radiación neta sobre la superficie en estudio,  $A$  es la constante psicrométrica (en las mismas unidades que  $\Delta$ )

$$y E_a = \left\{ f(u) [e^{\circ}(T_a) - e_a] \right\}$$

donde  $(e^{\circ}(T_a) - e_a)$  es el déficit de saturación a la temperatura del aire  $T_a$ ,  $e^{\circ}(T_a)$  y  $e_a$  son la tensión de vapor a saturación y la tensión de vapor actual respectivamente a la temperatura del aire  $T_a$ . La forma de  $f(u)$  ha sufrido modificaciones con el tiempo, pero tratándose de agua libre, PENMAN (1956) ha utilizado  $f(u) = 0,35 (0,5) + u/100$  donde  $u$  es la velocidad del viento en millas por día. En los casos en que  $R_n$  no puede medirse directamente, PENMAN (1948) ha desarrollado un procedimiento para calcularlo a partir de la latitud (radiación solar fuera de la atmósfera), albedo probable de la superficie, nubosidad, temperatura del aire y humedad. La ecuación básica de Penman ha sufrido recientemente diversas modificaciones para mejorar su ajuste a los sistemas terrestres, con aporte limitado de agua. Para ello se ha intentado incluir en ella factores representando las resistencias en el suelo, y en la planta al flujo de agua así como el factor  $G$  (flujo de calor en el suelo) (McILROY, 1957). Sin embargo la cuestión no parece todavía resuelta debido a la dificultad de relacionar esas resistencias incluso con observaciones micrometeorológicas. En general pues estos procedimientos se ajustan bien cuando se trata de superficies de agua libre o de superficies vegetales densas y bien irrigadas (evapotranspiración potencial). Para extender su utilidad a la evapotranspiración actual suelen calcularse correlaciones  $E_p$  versus  $E_a$  para cada cultivo o comunidad y que además sólo tienen una validez regional y que por ende dan buenos resultados en regiones húmedas como Europa occidental, pero sus posibilidades de aplicación en situaciones áridas son dudosas.

5) A partir de mediciones directas de agua evaporada: tales mediciones pueden verificarse en superficies de agua, tanques, medios porosos, etc. o en sistemas completos de suelo y vegetación. El primer procedimiento de nuevo sólo se ajusta a la evaporación en agua libre, y al parecer el mejor es el de los tanques normalizados en los cuales diariamente se mide el nivel del agua. Otros tipos de evaporímetros más sencillos como el de Piche (columna de agua que se evapora a partir de un disco de papel de filtro mojado en la parte inferior) dan también buenos resultados. Cuando se trata de períodos largos (de

un mes para arriba) se correlacionan bien con los tanques, pero si se requiere una correlación para intervalos más cortos, es necesario hacer intervenir la velocidad del viento y otras variables, para tener en cuenta las diferencias que presentan ambos instrumentos en cuanto al efecto oasis en el sistema evaporante. Los procedimientos que se basan en la medición del agua evaporada en sistemas completos de suelo y vegetación reciben el nombre de lisímetros, y consisten en un cilindro donde se introduce el volumen de suelo y vegetación a estudiar, se entierra de nuevo en el suelo, y se miden las variaciones de agua por pesada. El procedimiento se halla prácticamente limitado a estudiar la vegetación densa herbácea o arbustiva, pues cuando se trata de árboles o comunidades muy dispersas en zonas áridas, el enorme volumen a encerrar crea multitud de problemas de pesada, etc. Puede comprenderse que incluso en lisímetros normales con un metro cúbico de suelo, las pesadas de precisión que se requieren implican una instrumentación bastante compleja.

---

## 7) ELABORACIÓN DE DATOS

Caso de estudios microclimáticos.- El carácter dirigido u operacional de este tipo de investigación hace que la elaboración de los datos sea un aspecto programado antes de iniciar el trabajo, ya que de él depende el mismo sistema de muestreo.

Vamos a considerar un caso concreto: Se pretende estudiar las diferencias de comportamiento térmico que manifiesta el suelo en dos condiciones distintas (claro de bosque y bajo las copas). Para ello debemos procurar obtener los datos minimizando al máximo las demás variables (realizando observaciones a la misma profundidad, a la misma hora del día, condiciones atmosféricas generales y en claros o masas forestales de parecidas dimensiones). Así decidimos obtener temperaturas a -10cm. en el intervalo de 12 h. a 14 h. solares (estudiamos el comportamiento en la zona de las temperaturas máximas) en días despejados. A continuación elegimos cinco claros y cinco masas forestales de parecidas condiciones, y efectuamos una primera toma de datos el día 15 de enero. Realizadas las observaciones planteamos con ellas un análisis de varianza para distinguir cuál es la causa (biotopo o error de muestreo) que más influye en la variación de las muestras. Llegamos por ejemplo a la conclusión de que ambos biotopos no difieren significativamente en cuanto a las temperaturas a mediodía. Podemos entonces suponer que las diferencias térmicas entre ambos biotopos siguen una variación anual, con un mínimo en invierno debido a la menor energía recibida del sol, y de ella mayor proporción empleada para evaporar agua en el claro que bajo las copas. Para probar esta hipótesis, repetimos la toma de datos en varias ocasiones a lo largo de un año, y comprobamos que efectivamente, las diferencias



térmicas entre ambos biotopos son máximas en verano y mínimas en invierno. Llegados a este punto, hemos cerrado un ciclo, y si deseamos profundizar más en este problema habremos de plantear nuevas hipótesis a base de las observaciones y resultados obtenidos.

En algunas ocasiones es útil disponer las observaciones en gráficos para poder captar los rasgos más importantes del problema. Por ejemplo, si estamos estudiando la distribución de temperaturas en un corte vertical de un bosque, del suelo a las copas, y hemos realizado observaciones horarias a lo largo de un día, podemos disponerlas en diversos tipos de gráficos para distinguir las zonas térmicamente distintas, y establecer ulteriores hipótesis de trabajo. Podemos colocar en abscisas el tiempo y en ordenadas la temperatura, y componer la evolución térmica de cada nivel a lo largo del día. Podemos también colocar en abscisas la temperatura y en ordenadas la altura a partir del suelo, con lo que obtendremos una representación del perfil térmico en cada hora del día. Podemos por último colocar en abscisas el tiempo y en ordenadas la altura e interpolar en el espacio cartesiano las líneas de igual temperatura o isotermas. Este es quizá el procedimiento más general para el caso concreto de la distribución de temperaturas en el bosque, y que más sugerencias puede proporcionarnos.

b) Caso de estudios macroclimáticos.-- Las investigaciones macroclimáticas suelen basarse en series largas de observaciones obtenidas en un dispositivo de muestreo permanente. Las redes de estaciones meteorológicas tienen pues la finalidad primaria de obtener unos datos per se del modo más estandarizado posible. El mismo carácter no especializado de la toma de datos, hace que a diferencia de los estudios microclimáticos, el tratamiento de las observaciones deba plantearse casi siempre con posterioridad a su obtención.

En España, las estaciones meteorológicas más sencillas son las llamadas pluviométricas, que toman datos cuantitativos de la precipitación, y realizan observaciones cualitativas sobre la forma de la misma, vientos y demás fenómenos meteorológicos. A éstas siguen, en número mucho menor, las termopluviométricas, que además toman datos de temperaturas máximas y mínimas diarias. Un número mucho menor de estaciones, casi reducido a las capitales de provincia, toma además datos de humedad y temperaturas tres veces al día, así como de dirección y velocidad del viento. Estas observaciones se almacenan en fichas en los centros meteorológicos de cada cuenca hidrográfica principal, y los promedios mensuales se publican en boletines por parte el Servicio Meteorológico. En ocasiones ciertas instituciones, sobre todo empresas hidroeléctricas, poseen redes parciales de estaciones que toman datos adicionales (por ejemplo humedad, velocidad del viento, etc.), pero estos datos hay que obtenerlos casi siempre de las propias instituciones.

A continuación vamos a exponer las principales fases de un estudio climático regional pero sin entrar en detalles, para los cuales remitimos al lector a la bibliografía.

Es preciso ante todo destacar el carácter no especializado de tales estudios, que pretenden describir el comportamiento de las variables meteorológicas y realizar comparaciones de unas estaciones con otras, pero sin pretender estudiar la influencia de estas variables en los sistemas biológicos.

Las series obtenidas por las estaciones suelen presentar lagunas o períodos sin datos, por lo que una primera fase en el estudio debe consistir en homogeneizar esas series, interpolando los datos que faltan a partir de los registrados en otras estaciones vecinas.

Una segunda fase, que muchas veces basta con efectuarla en las estaciones más completas, consiste en estudiar las series cronológicas de observaciones para cada variable. Esto requiere en primer lugar, comprobar si la serie es aleatoria, o si por el contrario, manifiesta una tendencia a variar en determinado sentido a lo largo del tiempo, lo cual puede comprobarse aplicando pruebas estadísticas de tendencia (SNEYERS, 1964). Si la serie presenta una tendencia, puede estudiarse el carácter de la misma, si es periódica o no, y en el primer caso describir más detalladamente sus características intentando asimilarla a una función armónica.

Si la serie es aleatoria debe estudiarse su distribución de frecuencias e intentar asimilarla a una función conocida. En general, cuando se trata de totales o promedios en períodos largos, las frecuencias se ajustan a una distribución normal, de Gauss o en campana, pero conforme se acorta el período considerado, las frecuencias vienen ligadas a valores extremos y se ajustan mejor a otras funciones (muchas veces alguna de las funciones de Pearson, como la Gamma).

Una vez ajustada una función a la distribución de frecuencias, es posible calcular la probabilidad de ocurrencia de la variable con valores superiores o inferiores a uno previamente establecido.

Esta segunda fase, analizando la distribución de frecuencias, de la variable, es importante porque permite valorar el significado real de los valores medios; si la distribución es normal, la media coincide con el valor más frecuente, y su representatividad depende de la varianza. Si la distribución no es normal, la media no coincide con el valor más frecuente, y en muchas ocasiones su manejo puede carecer de sentido. Como puede comprenderse, el análisis de la distribución de frecuencias desemboca en último término, en el estudio de probabilidades de ocurrencia de determinados fenómenos, aspecto más decisivo en el estudio de las variables meteorológicas.

La última fase de un estudio climático regional consistiría en comparar las estaciones respecto a los parámetros que definen la distribución de frecuencias de las variables en cada estación (medias, modas, etc.), así como las probabilidades de ocurrencia de los fenómenos considerados de interés.

El procedimiento más sencillo y grosero consiste en correlacionar los parámetros (medias, etc.) o probabilidades, con las variables que definen los principales gradientes, por ejemplo la altitud en regiones montañosas, las coordenadas geográficas en regiones llanas donde se observa una variación en determinada dirección, etc. Este tipo de análisis puede llevarse a cabo por procedimientos más refinados, obteniendo cartografías automáticas que ponen de relieve la distribución espacial de las variables por procedimientos objetivos (muchas veces basados en interpolación por polinomios), y que requieren la intervención de calculadoras electrónicas.

### Procedimientos de estudio en agroclimatología

Conviene diferenciar bien las investigaciones agroclimáticas de las puramente climáticas; si las últimas se interesan por la distribución temporal y espacial de los elementos meteorológicos, las segundas van dirigidas a destacar las relaciones entre ciertos aspectos del comportamiento en los sistemas agrarios (ritmos, producción, etc.) y algún elemento climático o grupo de ellos.

Existen ciertos aspectos meteorológicos que afectan de manera decisiva las principales gestiones agropecuarias en cada región. Se trata de fenómenos relacionados con los momentos críticos de la gestión (instalación y henificado, en el caso de prados, por ejemplo). Los primeros estudios agroclimáticos en una región desconocida deben dirigirse al descubrimiento de estos fenómenos. La primera hipótesis de trabajo debe establecerse a partir de la observación cualitativa de la evolución climática y de la marcha de los cultivos. La experiencia acumulada por los agricultores y ganaderos en la región puede proporcionar sugerencias preciosas para el establecimiento de las hipótesis de trabajo. Supongamos por ejemplo que como primera hipótesis, consideramos factor limitante principal para la gestión forrajera en una comarca, un período de sequía que suele presentarse en primavera. El trabajo se dirigirá pues a comprobar la existencia de ese período en las series pluviométricas, y a caracterizarlo en cuanto a su duración, fechas de incidencia y frecuencia, intentando valorar sus efectos a base de recoger datos de rendimientos de prados en fechas pasadas.

Cuando una región ha sido bien estudiada en cuanto a sus factores climáticos más críticos, puede pasarse a ulteriores refinamientos, que ayuden a tomar decisiones a corto plazo, "táctica" (por ejemplo la predicción de la ocurrencia de plagas en relación con la decisión de aplicar o no tratamientos) y a largo plazo, "estrategia" (instalación de regadíos, introducción de nuevas gestiones, etc.).

Llegados a este extremo la agroclimatología deviene una ciencia fuertemente operativa dirigida a responder preguntas muy concretas que permitan tomar decisiones. Por ejemplo:

- 1) En una determinada región, y desde el punto de vista meteorológico

lógico:

¿Cómo es aconsejable realizar la siembra de trébol rojo en primavera?:

LABRANDO

CULTIVANDO

DIRECTAMENTE SOBRE EL RASTROJO

2) En una determinada región, y desde el punto de vista meteorológico:

¿Qué decisión es aconsejable tomar respecto al momento de segar el primer corte de un determinado tipo de prado?:

LO MÁS TEMPRANO POSIBLE

LO MÁS TARDE POSIBLE

Para tomar estas decisiones son muy útiles las matrices introducidas en la climatología agrícola por McQUIGG (1965) y DUCKAM (1964) pues gracias a ellas podemos observar la operación de las variables climáticas en la agricultura. En la parte superior (Tabla 7.1) se indican las frecuencias de varias clases de fenómenos que se supone afectan a la respuesta del sistema agrario. En el margen izquierdo se indican las alternativas que pueden tomarse.

Tabla (6, 1)

Una matriz de decisión concerniendo al cabezaje/Ha, abonado con nitrógeno e irrigación, para gestión de vacuno lechero en régimen de pastoreo sin concentrados (DUCKAM, 1964).

	Húmedos	Años Medios	Secos Secos	Renta neta media anual esperada.	Coefficiente de varianza de la renta.
Frecuencia en 10 años	3	4	3		
Gran cabezaje, nitrógeno-alto, irrigación	£ 6	£ 14	£ 12	£ 11	30
Grancabezaje, nitrógeno medio sin irrigación	£ 24	£ 4	-£ 16	£ 4	400
Cabezaje medio, nitrógeno medio, sin irrigación	£ 8	£ 8	£ 8	£ 8	0

Estas alternativas van de una gran inversión en ganado, maquinaria y abonos, que casi absorbe la variación en la renta provocada por el clima, a una inversión muy escasa que también absorbe la variación, porque la renta es siempre muy baja. A la vista de estos resultados, la decisión debe tomarse según las posibilidades de inversión.

Estos procedimientos de trabajo sugieren dos consideraciones: la primera sobre la importancia de la fase previa "prospectiva" de los factores climáticos críticos, que permite establecer la variable climática y unas clases apropiadas de frecuencia por un lado, y las alternativas agronómicas posibles por otro. La segunda sobre la necesidad de experimentar durante varios años con cada una de las alternativas posibles.

---

#### BIBLIOGRAFIA

- (-) ANÓNIMO, 1956.- Manual del observador de meteorología, Publ. Ser. Met. Nacional, Serie B, 12.
- (-) " 1968.- Guía de instrumentos y observaciones meteorológicas. Ser. Met. Nacional. Serie G, 1.
- BERRY, F.A., BOLLAY, E., BEERS, N.R., 1945.- Handbook of Meteorology, McGraw Hill.
- BLANEY, H.F., CRIDDLE, W.D., 1950.- Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. U.S. Dept. Agric. Soil Cons. Serv. Tech. Paper 96.
- DUCKHAM, A.N., 1964.- Weather and farm management decisions. Reading University and Aberystwyth Symposium VII on Agricultural Meteorology, 12 p. mimeogr.
- DZERDZEEVSKII, B.L., 1958.- On some climatological problems and micrometeorological studies of arid and semi-arid regions in USSR. Unesco, Arid Zone Res. 16, 315-325.
- (-) GEIGER, R., 1957.- The climate near the ground. Harvard University Press, Cambridge, Mass.
- JANSA, J.M., 1960.- Meteorología teórica III Dinámica. Publ. Ser. Met. Nacional Serie B, 15.
- LANDSBERG, H., 1950.- Physical Climatology, Pennsylvania State College Press.

- McILROY, I.C., 1957.- The measurement of natural evaporation. J. Aust. Inst. Agric. Sc. 23, 4-17.
- McQUIGG, J.D., 1965.- Forecasts and decisions. Met. Monogr. 6, n° 28, 181-188.
- PENMAN, H.L., 1948.- Natural evaporations from open water bare soil and grass. Proc. R. Soc. A 193, 120-145.
- " " 1949.- The dependence of transpiration on weather and soil conditions, J. Soil Sci. 1, 74-89.
- " " 1956.- Evaporation; an introductory survey. Neth. J. Agric. Sci. 4, 9-29.
- " " 1963.- Vegetation and hidrology. Commonwealth Agricultural Bureaux, Farnham Royal, England
- (-) PERLAT, A., PETIT, M., 1961.- Mesures en Meteorologie. Gauthier-Villars. Paris.
- (-) PLATT, R.B., GRIFFITHS, J., 1964.- Environmental measurement and interpretation. Reinhold. New York.
- PRESCOTT, J.A., 1958.- Climatic indices in relation to water balance. Unesco. Arid Zone Res. 16, 48-51.
- (-) SLATYER, R.O., McILROY, I.C., 1961.- Practical microclimatology. Unesco, Paris.
- SLATYER, R.O., 1967.- Plant water relationships, Academic Press. London.
- SNEYERS, R., 1960.- Le hasard en météorologie. Institut Royal Meteor. de Belgique. Contrib. 63.
- " " 1964.- La statique de l'enneigement du sol en Belgique. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Ser. B. 13.
- TAKECHI, O., KIKUCHI, J., 1954.- Study on the micrometeorology in the citrus orchards, different only in tree density. I. J. Agric. Met. 9, 115-118. Tokyo.
- THORNTHWAITE, C.W., 1948.- An approach toward a rational classification of climate. Geogr. Rev. 38, 55-94.

THORNTHWAITE, C.W., 1954.- A re-examination of the concept and measurement of potential evapotranspiration. Johns Hopkins University Climatology Publication 7.

---

(Nota: Se han señalado con un: (-) las obras generales de más interés que el alumno puede consultar en el propio Centro Pirenaico para obtener aclaraciones).