



J. M. Caborn

Los microclimas son los climas a pequeña escala de colinas y valles, campos y bosques, del entorno físico de cultivos y conjuntos de plantas, del habitat de insectos y otros animales, e incluso de las calles de poblaciones. Desarrollándose en altura desde la superficie del suelo, en donde se recibe y disipa tanto la energía de las radiaciones como la lluvia y donde las fuerzas de fricción son máximas, los microclimas son regiones de gran variabilidad en las que el tiempo, el espacio y las características de la superficie representan papel dominante en su determinación.

Desarrollo de la microclimatología

Cuando Rudolf Geiger publicó en 1927 su clásico trabajo sobre el clima de las capas de aire próximas al suelo [1], la microclimatología era una ciencia descriptiva que exploraba las diferencias de temperatura, humedad, luz y velocidad del viento, principalmente en el campo de la agricultura, horticultura, ciencia forestal y otros aspectos de la historia natural. Reuniendo y comparando la literatura dispersa sobre microclimas, Geiger demostró su común dependencia de las leyes físicas, del intercambio de energía radiativa, la transmisión de calor, la evaporación y la condensación, y el movimiento del aire. Su concepto unificador del balance de calor o *Wärmehaushalt*, condujo a la transformación del estudio de la microclimatología en algo más físico, racional y dinámico. Lo que sucede a la energía irradiada y a la lluvia que llega a la superficie, sea ésta el suelo, una rama o una hoja, está gobernado esencialmente por los flujos de radiación, vapor de agua, calor y momento entre la superficie y la atmósfera circundante. La micro-meteorología, orientada a dilucidar estos procesos y expresarlos en términos de una teoría cuantitativa, surgió como una rama de la física ambiental [2-4] y puede decirse que su mayor contribución ha sido en relación con la evaporación y la transpiración de los vegetales [5]. Aunque sus límites con la microclimatología son poco precisos, esta última se ocupa más bien de las aplicaciones ecológicas que de la teoría. La microclimatología sirve a otras disciplinas, y gran parte de su interés deriva de su relación con las cuestiones de fisiología vegetal, animal y humana.

Los microclimas y la labranza

El arte de explotar los microclimas no es nuevo; muchas técnicas tradicionales de labranza no son sino medios de ajustarse al microclima o de modificarlo, aunque las soluciones adoptadas suelen ser más empíricas que calculadas. Los jardines protegidos del viento de las Islas Scilly, los árboles de sombra de los campos de té, las cubiertas de paja y los cultivos bajo vidrio son claros ejemplos. En el Monte Kunô del Japón se cultivan las fresas desde Diciembre a Marzo en terrazas especialmente construidas con una pendiente media de 62°. Teóricamente, en una latitud 35° N, una pendiente de 64°52' recibe en invierno un máximo de insolación,

J. M. Caborn

Nació en Lincolnshire en 1925 y estudió en la Universidad de Edimburgo. Después de un curso para postgraduados en la *National Research Council* de Canadá, se dedicó a la investigación en el *University College* de Gales, Aberystwyth, regresando después a la Universidad de Edimburgo como profesor en el Departamento de Ciencia Forestal. Sus investigaciones incluyen los efectos del viento en el microclima y el crecimiento de las plantas, así como los aspectos ecológicos de la microclimatología aplicada.

recibiendo 37,4 J/mm² por día en el solsticio de invierno, mientras que solo se reciben 15,8 J/mm² en suelo horizontal [6]. En el verano, con el Sol mucho más alto, se invierte la posición. La práctica adoptada está así muy cerca de las condiciones ideales.

Iniciación al balance de energía

El análisis del balance de energía expuesto por D. M. Gates [7], D. H. Miller [8], W. P. Lowry [9] y otros, comienza con la enumeración de todos los flujos de energía desde y hacia la superficie u organismo en cuestión y tiene en cuenta las restricciones impuestas por las leyes de la radiación, conservación de la energía y transmisión de masa. Sus principios se han podido comprobar con mediciones de evapotranspiración y el uso de cultivos en regadío [10]. Su utilidad en microclimatología reside en su valor interpretativo, que frecuentemente permite realizar deducciones prácticas obtenidas de limitados datos cuantitativos, o demostrar la dirección y potencial de cambio.

En el caso de una simple superficie de intercambio, las densidades importantes del flujo de energía son las de radiación y calor en el plano vertical. El balance de radiación o radiación neta de un sitio consiste en la diferencia entre, de una parte, la radiación de onda corta incidente desde el Sol y el cielo (radiaciones directa y difusa respectivamente), parte de la cual se refleja desde la superficie, y la radiación atmosférica de onda larga, y, de otra parte, la radiación de onda larga reflejada por la superficie. La evaporación, transferencia de calor sensible (no latente) al aire y transferencia de calor a la superficie (por ejemplo, el suelo) constituyen los mayores canales para consumir este exceso de radiación. Así, para la conservación de la energía, podemos escribir, utilizando la convención de asignar valores positivos y negativos, respectivamente, a los flujos hacia y desde la superficie:

$$R_{o.c.}(\alpha - \alpha) + R_{o.l.}^{atm} + R_{o.l.}^{tierra} + H_{aire} + H_{ev} + H_{suelo} = 0$$

en donde R = flujo de radiación; o.c., onda corta; o.l., onda larga; α = albedo (normalmente entre 0,05 y 0,40); y H = flujo de calor (convección, calor latente de evaporación y conducción al suelo, respectivamente). (Albedo, en terminología meteorológica, es la fracción de la radiación incidente reflejada por una superficie).

Para situaciones más complejas, la ecuación puede ampliarse incluyendo corrientes de radiación de direcciones diferentes de la vertical, ya que una superficie que puede «ver» otros objetos además del Sol y el cielo, intercambia energía con sus superficies. La mayoría de las superficies naturales se aproximan a los cuerpos negros, cuya radiación es proporcional a la cuarta

potencia de su temperatura absoluta. Además, puede tener que tomarse en cuenta energía advectiva traída por los vientos. Por ejemplo, en un oasis, los vientos secos y calientes del desierto circundante, producen evaporaciones superiores a las que cabía esperar por los valores netos de radiación. En cambio, en el centro de una cubierta vegetal uniforme puede suponerse que los intercambios horizontales en ambas direcciones se compensan y pueden ignorarse.

También puede ser necesario tener en cuenta en el balance el calor almacenado en la vegetación y la energía consumida durante la fotosíntesis. Pero en muchos casos pueden despreciarse los términos que contribuyen sólo marginalmente al conjunto. La fotosíntesis, aunque es la base de una producción primaria, normalmente produce menos del 3% de la radiación neta y representa escaso papel en la determinación del microclima. Si separamos los caracteres esenciales de los menos importantes debemos incluir también la escala de tiempos. Por ejemplo, si las temperaturas medias de la tierra permanecen invariables al fin de cada año, el término H_{suelo} no aparecerá en un balance anual de radiación. En las condiciones medias de Inglaterra, más del 80% de la radiación anual neta se consume en evaporación y el resto en convección a la atmósfera. Pero los balances confeccionados para intervalos largos enmascaran variaciones intermedias importantes. El climatólogo clásico puede interesarse en valores medios de periodos largos; pero el microclimatólogo se preocupa más por las fluctuaciones temporales y espaciales en pequeña escala.

El efecto del riego en un microclima desértico se puede demostrar utilizando el tipo de diagrama de balance de Miller y los datos de Aizenshtat para el Asia Central [8].

Sin riego				Con riego				
	o.c.	o.l.	Total	$J \text{ mm}^{-2} \text{ h}^{-1}$		o.c.	o.l.	Total
↓	3,60	1,63	5,23	Recibida	↓	3,60	1,65	5,23
↑	0,92	2,38	3,30	Reflejada	↑	0,67	1,76	2,43
	2,68	-0,75	1,93	Balance		2,93	0,125	2,81

La radiación recibida es invariable, pero la reducción del albedo de 0,26 a unos 0,20 (0,92 y 0,67 $J \text{ mm}^{-2} \text{ h}^{-1}$, respectivamente), debida al color más oscuro de la superficie húmeda, y un descenso más acusado de la radiación reflejada (fila central) por la evidente menor temperatura de la superficie, dan lugar a un aumento en conjunto de la radiación neta (fila inferior derecha). A continuación se representa el balance de consumo y los perfiles resultantes de temperatura:

	Sin riego		Con riego (* estim.)	
	$J \text{ mm}^{-2} \text{ h}^{-1}$	Temp. (°C)	$J \text{ mm}^{-2} \text{ h}^{-1}$	Temp. (°C)
H_{aire}	1,52	a 150 cm 1,52	0,125	a 150 cm 1,30
		a 20 cm 1,58		a 20 cm 1,30
H_{ev}	0	superfic. 2,22	2,51	superfic. 1,38*
		a 5 cm del		a 5 cm del
H_{suelo}	0,42	suelo 1,68	1,68	suelo 1,46

La diferencia más notable es que, en riego, la evaporación es lo que más energía consume cuando se dispone fácilmente de esta y de agua, y los gradientes de presión de vapor en la atmósfera seca no establecen una limitación. Por consiguiente, se dispone de menos calor para su transmisión al aire y suelo. Como el calor se desprende

fácilmente de la superficie húmeda del suelo, disminuyen las temperaturas de éste y, consiguientemente, la convección y la radiación reflejada. Por lo tanto, el aire sobre el desierto irrigado es más frío que antes.

Este ejemplo ilustra varios puntos: primero, la preeminencia de la evaporación; segundo, la importancia de las temperaturas en la superficie en relación con las temperaturas del aire cerca del suelo; y tercero, el efecto de la conductividad térmica del suelo. Además, es evidente que los dos componentes de la radiación más fácilmente alterados, al menos en áreas extensas, son la reflectividad de las ondas cortas y la radiación reflejada.

Transmisión de calor en los suelos

Los microclimas en superficies malas conductoras, tales como las arenas secas, producen temperaturas muy calientes durante el día y muy frías durante la noche. Por el contrario, en las superficies de agua las condiciones son más equilibradas; la penetración de la radiación, la mezcla por convección y el elevado calor específico del agua, se combinan para moderar los cambios de temperatura. La mayoría de los suelos ocupan una posición intermedia. Los suelos se componen de partículas sólidas y de aire y agua en los poros. Al humedecer un suelo seco se mejora su conductividad térmica, mientras que se aumenta la capacidad volumétrica de calor. Una vez que una película de humedad alrededor de las partículas de suelo ha asegurado un máximo de conductividad, un humedecimiento adicional sólo sirve para aumentar la capacidad de calor y reducir los cambios de temperatura. El parámetro más significativo en la transmisión de calor es, por consiguiente, la difusividad térmica, o sea, la relación entre la conductividad térmica y la capacidad de calor. Los suelos pueden diferir sensiblemente en su conductividad y capacidad de calor y sin embargo tener difusividades similares.

Las fluctuaciones de temperatura en la superficie se transmiten gradualmente y con intensidad reducida a las capas inferiores del terreno. Cuando son conocidas la conductividad y la capacidad de calor y puede medirse la humedad del suelo, pueden preverse con bastante exactitud las variaciones de temperatura a una determinada profundidad [11].

Vegetación y microclima

La vegetación modera el microclima en el terreno interponiendo una barrera entre el suelo y la atmósfera. El aflujo de radiación se distribuye sobre un área mayor, el albedo puede alterarse por cambio de color, y la temperatura de la superficie irradiante de un césped que transpira es normalmente más baja que la de un suelo desnudo. Estas diferencias se reducen cuando el césped se marchita. Aunque los suelos desnudos pierden más calor por la noche por la radiación despedida, puede haber sobre el césped temperaturas más bajas del aire, debido a su baja temperatura por la tarde, falta de movimiento de ascensión de calor desde el suelo y transpiración continúa. A medida que crecen los cultivos, el microclima se atempera; la radiación es absorbida en una superficie de intercambio más profunda y se atenúa y filtra espectralmente a medida que penetra. La atenuación y composición espectral de la radiación solar, casi en su totalidad es luz visible, depende de la disposición geométrica del follaje; las hojas predominantemente

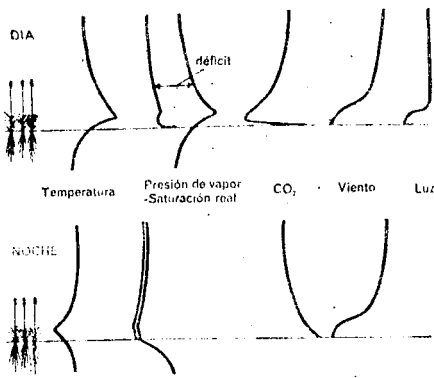


Figura 1 (izq.) Perfiles generales de los factores climatológicos en y sobre un cultivo típico de cereales [17]. (Reproducidas por cortesía de L. T. Evans y del *Academic Press*.)

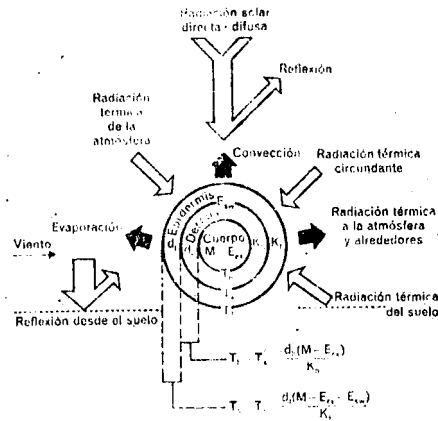


Figura 2 Modelo de cilindros concéntricos de intercambio de energía entre el animal y su ambiente [15]. M = metabolismo; E_{ex} y E_{sw} = pérdida de humedad por respiración y transpiración, respectivamente; T_b , T_s y T_r = temperaturas del cuerpo, piel y superficie irradiante, respectivamente; K_b y K_r = conductividad de la dermis y epidermis (pelo y pluma), respectivamente; d_b y d_r = espesor de la dermis y epidermis, respectivamente. (Reproducida por cortesía de W. P. Porter y D. M. Gates y del Director, *Ecol. Monogr.*)

horizontales, como el trébol, atrapan más energía en la superficie del cultivo que los cereales dispuestos verticalmente. Al crecer la cosecha, la zona de mayor calentamiento diurno se desplaza hacia arriba. La transpiración de las plantas, la evaporación del suelo y los niveles de ventilación proporcionan los perfiles verticales de la humedad del aire (Fig. 1).

Los bosques hacen ascender la superficie de intercambio hasta las copas, en donde se sufren los climas extremos, mientras que en el interior, la «zona de troncos», el clima es más uniforme por estar muy protegido de las oscilaciones externas. La obra de Geiger [1] es excelente para la descripción de los climas de los bosques europeos. El ciclo gradual de calentamiento diurno y enfriamiento nocturno dentro del bosque refleja el tipo y estructura de éste, dando por resultado una serie estratificada de microclimas de gran significado ecológico.

Transmisión turbulenta

La difusión del calor desde las copas hacia abajo en el bosque se produce por movimientos turbulentos o remolinos. Durante las noches de calma de la radiación en el campo abierto, puede depositarse rocío o escarcha en las superficies frías; en aire poco agitado, el enfriamiento y condensación produce la niebla, cuya profundidad depende de la extensión del enfriamiento y de su mezcla en la vertical. La turbulencia puede tener un origen mecánico o térmico, debido, bien a fuerzas de fricción y por consiguiente a la estructura del viento cerca del suelo, o a flotabilidad producida por calentamiento. Con vientos suaves y amplios gradientes de temperatura desde las superficies inferiores, domina la convección térmica o «libre». Cuando el cociente de caída — el descenso de temperatura por aumento de unidad de altura — es pequeño o invertido, se amortigua la turbulencia; con cocientes grandes de caída aumenta la turbulencia. Con vientos fuertes, o por la noche o en atmósfera neutra, domina la convección «forzada».

La transmisión turbulenta ha resultado un campo fértil para la investigación de la ecología de los cultivos

y la micrometeorología. La producción de una cosecha depende de tener suficientes hojas para absorber el máximo de radiación solar incidente y disponible para la fotosíntesis, de que sea adecuada la humedad del suelo y los nutrientes, de que sean óptimas las temperaturas de las hojas, y por último, de la eficaz cesión del agua por las hojas y absorción por éstas del dióxido de carbono. En climas continentales y soleados, lejos de los océanos, con niveles de fondo del dióxido de carbono ya relativamente bajos, puede ser reducida la asimilación debido a las concentraciones de dióxido de carbono en la planta. El intercambio turbulento con la atmósfera evita estas restricciones en el crecimiento, pero depende de la ventilación y por tanto de la estructura de la planta.

El movimiento turbulento es caótico y constantemente cambiante, y es

difícil, aunque hoy ya no imposible, medir las fluctuaciones. Por consiguiente, la determinación de flujos en la superficie se basa usualmente en técnicas menos complicadas. La suposición de que la característica transportada no tiene efecto sobre el elemento turbulento que proporciona el «vehículo» — principio de la «similaridad» — es una técnica ampliamente usada. La transmisión de masa y el momento toma la forma de una ecuación de difusión:

$$\text{Flujo} = \frac{\text{Diferencia de potencial o gradiente}}{\text{Resistencia}}$$

donde la recíproca de la resistencia describe una proporción de intercambio o difusividad en remolino. Así podemos escribir una serie de ecuaciones para la transmisión vertical o momento, vapor de agua, dióxido de carbono y calor sensible, empleando coeficientes de difusividad y transmisión apropiados. Pero si se ha supuesto que los coeficientes son los mismos, es posible la sustitución entre las ecuaciones. El momento de densidad de flujo, o esfuerzo cortante, como es el coeficiente más fácilmente deducible (según la forma del perfil del viento), puede sustituirse en la ecuación de transmisión para CO_2 , y obtenerse el gradiente midiendo las concentraciones en dos o más niveles. Aunque no absolutamente exacto, porque el transporte de calor añade flotabilidad al movimiento turbulento, ha resultado aprovechable para aplicar el principio de similaridad en las investigaciones de fisiología de cultivos [12, 13]. Su éxito depende especialmente de la evaluación del perfil del viento cerca del suelo. Bajo fricción turbulenta completa, la velocidad del viento varía con la altura sobre el suelo según una ley logarítmica, y puede admitirse que el esfuerzo cortante es constante con la altura. Por consiguiente, las medidas de gradientes de velocidad del viento eliminan la necesidad de determinar separadamente el esfuerzo cortante.

Plagas y factores patógenos

La producción de cosechas depende no sólo de las respuestas fisiológicas al microclima sino también de los efectos indirectos del microclima sobre las plagas, factores

patógenos y posiblemente microbios saprofitos [14]. Se desarrollan pequeños organismos en los diferentes microambientes entre las plantas, y muchas veces en las películas de humedad sobre sus superficies; esto puede ser independiente del microclima existente a pocos centímetros de distancia. La supervivencia depende de la biología del organismo y de sus límites de tolerancia en las diferentes fases del proceso de infección. Los organismos mayores, tales como los insectos, poseen mecanismos sensoriales que les permiten encontrar la temperatura y humedad preferidas o, por el contrario, adaptarse para soportar ambientes desfavorables.

Los animales y el microclima

Los animales se adaptan en general al ambiente y a sus cambios regulando su metabolismo o su comportamiento, o mediante su postura y arquitectura. Todo ello afecta al balance de calor y al balance de energía, lo que proporciona la clave de las preferencias de hábitat y de las posibilidades del animal en relación con el microclima. El metabolismo puede dominar en el balance de calor, como en el caso de un cordero o un insecto en vuelo. El metabolismo puede ser también elevado en relación al peso del cuerpo, y entonces un tamaño pequeño puede facilitar la termo-regulación. Las adaptaciones de comportamiento son sumamente variadas; por ejemplo, los roedores del desierto viven durante el día en surcos profundos en los que la temperatura y humedad son moderadas, aventurándose a salir por la noche cuando las condiciones externas son más favorables. Los animales toman una orientación de 90° con el Sol para realizar un intercambio de calor con las partes frías de la bóveda celeste. Su arquitectura puede también relacionarse con el microclima local; los hormigueros de Europa, superficiales y cupuliformes, aprovechan las intensidades de las radiaciones bajas dominantes, mientras que en los trópicos frecuentemente adoptan estructuras cónicas que evitan las fuertes cargas de radiación que parten de un Sol más elevado.

El balance térmico de los animales de sangre caliente está muy ajustado al microclima que los rodea; excepto el camello, pocos pueden soportar fuertes cambios de temperatura en su cuerpo. Los animales de sangre fría, con una temperatura del cuerpo variable que se ajusta a la del aire, tienen una menor dependencia; sin embargo, la evaporación restringe la variabilidad de la temperatura. Las condiciones del microclima que rodea a un animal pueden expresarse siempre basadas en la radiación, viento, temperatura del aire y humedad. Del mismo modo puede expresarse el metabolismo en unidades de energía. Por consiguiente, es posible idear modelos matemáticos para el intercambio de energía entre el animal y el ambiente. Estos modelos [7, 15], que indican las limitaciones climáticas de tolerancia del animal, constituyen un desarrollo prometedor, tanto para los fisiólogos como para los climatólogos. El modelo de W. P. Porter y D. M. Gates [14] (Fig. 2) consta básicamente de tres cilindros concéntricos: el cuerpo, una capa de grasa que llega hasta la piel y otra capa externa de pelo o plumas. Utilizando las propiedades físicas y fisiológicas conocidas de unos animales seleccionados e incorporándolas en una ecuación general de un balance de energía, ha sido posible definir con bastante exactitud el «espacio-clima» apropiado para un animal a diferentes niveles de metabolismo y velocidad del viento.

El hombre y el microclima

La biometeorología comprende el estudio del acoplamiento fisiológico del hombre al frío y al calor, la función del vestido y la vivienda y los límites de tolerancia. Es vasta la gama de microclimas que afectan a las diferentes actividades humanas; así, lo que es aceptable para una puede no serlo para otra. Los microclimas de interior han constituido el ámbito de la ingeniería de calefacción y ventilación; con el creciente uso del vidrio en los edificios estos microclimas ya no son enteramente artificiales, dado que la radiación solar debe tenerse en cuenta mucho más que antes. Los edificios crean también microclimas a su alrededor; pero todavía no ha sido estudiada por completo su importancia y posibilidades de modificarlos en beneficio del hombre. Comparados con las zonas rurales, los climas de las ciudades sufren en general temperaturas más altas, especialmente durante la noche, velocidades menores del viento y mayor lluvia. Fundamentalmente esto se debe a diferencias en los materiales de superficie, formas geométricas complejas, calidad del aire y fuentes adicionales de humedad y calor. Por consiguiente, el balance total de energía es muy diferente del de campo abierto. La lluvia corre rápidamente sobre superficies impermeables y no queda sometida a una evaporación continua; ésta es la característica más notable, con sus consecuencias para el almacenamiento de calor y su transmisión al aire.

El estudio de las bases energéticas de los microclimas, unido al conocimiento de la canalización del viento alrededor de los edificios y las posibilidades de disminución del mismo, pueden mejorar las condiciones en los espacios abiertos de las ciudades. Por consiguiente, la microclimatología ha despertado actualmente un interés mucho mayor, extendiéndose más allá de su primitiva aplicación a los problemas locales [16].

Referencias

- [1] Geiger, R. «Das Klima der bodennahen Luftschicht». Brunswick. 1927.
- [2] Sutton, O. G. «Micrometeorology». McGraw Hill, Nueva York. 1953.
- [3] Van Wijk, W. R. (Comp.) «Physics of Plant Environment». North Holland Publ. Co., Amsterdam. 1963.
- [4] Munn, R. E. «Descriptive Micrometeorology». Academic Press, Nueva York. 1966.
- [5] Ver por ej. Monteith, J. L. *Symp. Soc. exp. Biol.*, 19, 205, 1965.
- [6] Suzuki, S. «Agrophysics» (En japonés). Yokendo Book Co., Tokio. 1948.
- [7] Bates, D. M. «Energy Exchange in the Biosphere». Harper & Row, Nueva York. 1962.
- [8] Miller, D. H. *Adv. Geophys.*, 11, 175, 1965.
- [9] Lowry, W. P. «Weather and Life». Academic Press, Nueva York. 1969.
- [10] Slatyer, R. O. «Plant-Water Relationships». Academic Press, Londres. 1967.
- [11] Van Wijk, W. R. y Schneider, T. En «Functioning of Terrestrial Ecosystems at the Primary Production Level» (F. E. Eckardt, Comp.), p. 85. UNESCO, París. 1968.
- [12] Monteith, J. L. y Szeicz, G. *Q. Jl. R. met. Soc.*, 86, 205, 1960.
- [13] Lemon, E. En «Plant Physiology» (F. C. Steward, Comp.) Vol. Iva. p. 203. Academic Press, Nueva York. 1965.
- [14] Last, F. T. y Warren, R. C. *Endeavour*, 31, 143, 1972.
- [15] Porter, W. P. y Gates, D. M. *Ecol. Monogr.*, 39, 227, 1969.
- [16] Monteith, J. L. «Survey of Instruments for Micrometeorology». I.B.P. Handbook No. 22. Blackwell, Oxford. 1972.
- [17] Evans, L. T. En «Environmental Control of Plant Growth», p. 427. Academic Press, Nueva York. 1963.