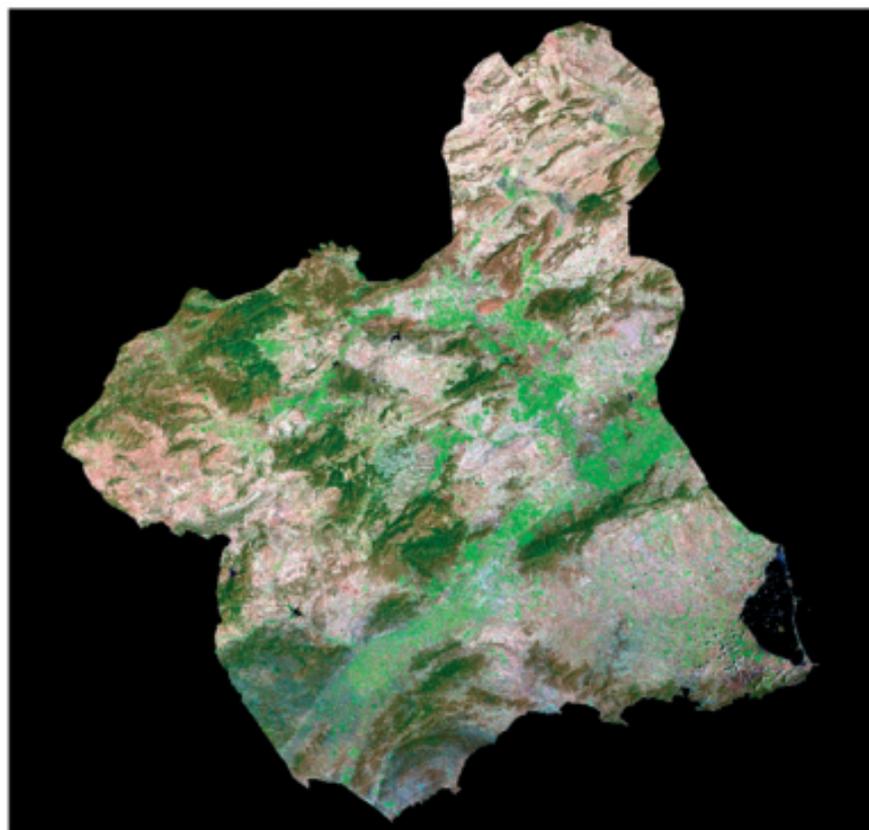
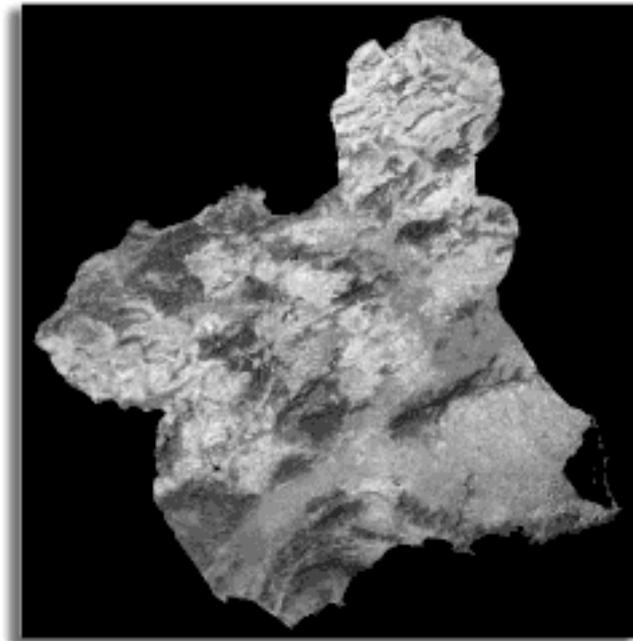


AGROCLIMATOLOGÍA

Calixto Ferreras Fernández



AGROCLIMATOLOGÍA



40 0 40 80 Km.



Imagen del satélite Lansat de la Región de Murcia

AGROCLIMATOLOGÍA

Calixto Ferreras Fernández
Meteorólogo



Región de Murcia
Consejería de Agricultura,
Agua y Medio Ambiente

© Comunidad Autónoma de la Región de Murcia
Consejería de Agricultura, Agua y Medio Ambiente
Depósito Legal: MU-625-2002
Fotocomposición: CompoRapid, S.L.
Impresión: Tipografía San Francisco

A lo largo de la historia, el hombre ha intentado encontrar las correlaciones entre los parámetros que definen el clima en cada área geográfica y el desarrollo de las plantas, con la finalidad de establecer en cada zona los cultivos más adecuados.

La agricultura tiene una dependencia directa muy acusada de las condiciones ambientales que determinan, en gran medida, la viabilidad y el desarrollo de las producciones agrícolas.

Esta publicación sobre “Agroclimatología” del Meteorólogo D. Calixto Ferreras Fernández, experto de reconocido prestigio, presenta, de una forma clara y sistemática, un compendio de conocimientos útiles para técnicos, agricultores, ganaderos y forestales que les va a permitir mejorar su toma de decisiones en la gestión de sus explotaciones y poder, así, aprovechar de forma óptima las condiciones de microclima de cada zona, comarca natural o entorno más reducido. Al utilizar las informaciones derivadas de la investigación y el desarrollo en agrometeorología en un entorno geográfico más próximo, optimizarán los factores de producción.

A mayor escala, nuestras condiciones regionales presentan una marcada incidencia de situaciones de aridez en los secanos, de frecuente déficit hídrico en el regadío y de régimen termopluiométrico irregular, que con frecuencia genera situaciones adversas de inundaciones, heladas, vientos huracanados, pedriscos, etc, o favorables para el desarrollo de enfermedades en plantas y ganado. Ante estas condiciones, la información agroclimática se revela como un elemento imprescindible e incluso estratégico en términos económicos, para la orientación de la Agricultura Regional.

Por todo ello, desde la Consejería de Agricultura, Agua y Medio Ambiente se ha acogido con sumo interés la edición de esta publicación y expresamos nuestro reconocimiento a su autor por el legado que nos trasmite con sus conocimientos y buen hacer una vez más.

Antonio Cerdá Cerdá
Consejero de Agricultura, Agua y Medio Ambiente

SUMARIO

1. INTRODUCCIÓN	11
Repercusión de la información agrometeorológica	18
Influencia de los factores atmosféricos en la producción agrícola	19
Necesidades en materia de redes y datos de observación	19
Parámetros	19
Métodos de recogida de datos	20
La naturaleza de la información destinada a la agricultura	21
Conclusión	21
2. AGROCLIMATOLOGÍA	23
2.1. RADIACIÓN SOLAR (fuego, calor)	26
Balance de radiación. Efecto de la atmósfera	29
Efecto de la tierra y el mar	31
Radiación infrarroja de la Tierra	33
Balance de calor de la Tierra	33
2.2. EFECTOS BIOLÓGICOS DE LA RADIACIÓN SOLAR	35
3. CLIMA DEL SUELO (tierra, suelo)	41
4. CLIMA DE LAS PLANTAS	51
5. BIBLIOGRAFÍA	57

1. INTRODUCCIÓN

En la filosofía natural antigua, cada uno de los cuatro principios inmediatos fundamentales que se consideraban como elementos constituyentes de los cuerpos, se simbolizaban por la tierra, el agua, el aire y el fuego.

Aristóteles en su «Meteorológica» –siglo IV antes de nuestra era– decía que para que la vida pueda existir en el planeta Tierra era condición necesaria la presencia simultánea de la tierra, el aire, el agua y el calor.

La tierra y el aire existen en todo nuestro planeta y por lo general su calidad es la adecuada al desarrollo de la vida.

Quedan el agua y el calor. Si uno de los dos falta, la vida desaparece.

La agrometeorología puede considerarse como el conjunto de métodos científicos y tecnológicos que, mediante la explotación de datos agronómicos y meteorológicos, proporciona a los agricultores medios útiles para una mejor gestión de sus explotaciones.

En términos más sencillos y generales, y según Roberston, la agrometeorología puede definirse como la aplicación de conocimientos e informaciones meteorológicos a los problemas de la agricultura sensibles al tiempo atmosférico y que incluyen, entre otras cosas, los problemas relacionados con los efectos del tiempo atmosférico, del clima y de su variabilidad sobre el uso de la tierra, la distribución de las cosechas y la producción física de la agricultura, así como sobre la dirección y aplicación de los proyectos y actividades agrícolas.

Por tanto, la agrometeorología aparece como estudio de los climas y del tiempo atmosférico teniendo en cuenta, primero, como utilizar mejor las energías positivas de la atmósfera para la producción de materias vegetales y de animales y, después, como luchar mejor contra los desastres meteorológicos destructores de esta producción.

En este mismo sentido se ha manifestado la Organización Meteorológica Mundial (O.M.M.), para quien el objetivo de la agrometeorología es doble:

1. Asesorar a los agricultores de cada país para que aprovechen de forma óptima su clima.
2. Contribuir a reducir los daños a la producción agrícola que pueden ser causados por una meteorología desfavorable.

La agrometeorología trata pues de concienciar al agricultor de que no hay que aceptar pasivamente las inclemencias del tiempo y demostrarle que el clima es un recurso natural más, y de asesorarle sobre la forma de sacar el mayor provecho de sus condiciones favorables, evitando al mismo tiempo las peores consecuencias de las condiciones adversas.

En otras palabras, podemos decir que la agrometeorología trata de la acción mutua que se ejerce entre factores meteorológicos e hidrológicos, por una parte, y la agricultura en su más amplio sentido, por otra. Su objeto es detectar y definir dichos efectos, para después aplicar los conocimientos que se tienen de la atmósfera a los aspectos prácticos de la agricultura; y su campo de interés se extiende desde la capa del suelo, donde se hallan las más profundas raíces de las plantas y árboles, pasando por la capa de aire próxima al suelo en la que los cultivos, árboles y animales viven, hasta alcanzar los más elevados niveles de la atmósfera.

La información y el asesoramiento agrometeorológicos pueden por tanto contribuir de forma significativa a incrementar la cantidad y a mejorar la calidad de los productos agrícolas. Merced a una mejor utilización de los conocimientos agrometeorológicos es posible, en efecto, no solamente incrementar la producción, sino también reducir de manera apreciable las pérdidas y los daños que pueden producirse durante el transporte y almacenamiento de los productos agrícolas.

La agrometeorología es una ciencia relativamente joven. Hacia los años veinte del siglo pasado es cuando comenzaron a hacerse trabajos sobre agrometeorología, pues antes se consideraban como formando parte de la climatología general.

A partir del año 1950 es cuando ya se desarrolla completamente la agrometeorología como ciencia independiente.

En este proceso, la agrometeorología no solamente ha adquirido un amplio conocimiento de la influencia de las condiciones meteorológicas sobre las plantas y ganadería agrícolas, así como de la prevención de los daños que pueden ocasionarles, sino, además, desarrollando nuevos y aconsejables métodos que son de gran utilidad en las prácticas agrícolas.

Se puede considerar la atmósfera bajo un punto de vista ecológico ya que en el sistema «suelo-vegetal-atmósfera», el suelo y la atmósfera son los medios físicos mediante los cuales el vegetal existe.

En la meteorología convencional, se estudian las bases físicas de los fenómenos y procesos que tienen lugar en la atmósfera y en la región de interacción entre la atmósfera y la superficie subyacente.

En la meteorología agrícola se estudia la atmósfera en sus capas más próximas al suelo, considerándola como el habitat de los organismos vivos, vegetales y animales, y en cuanto a lo que afecta a los procesos de desarrollo y de

reproducción de esos organismos, por lo que el problema básico de la agrometeorología es el estudio de los efectos del tiempo atmosférico y del clima en las instalaciones agrícolas. De modo que para establecer las expresiones cuantitativas de la dependencia de la formación, crecimiento y desarrollo de la productividad de las cosechas, de los factores meteorológicos, es preciso estudiar los componentes meteorológicos básicos y los procesos regulares que ocurren en la atmósfera libre y en sus capas próximas al suelo, así como la interacción de ellas con la superficie del suelo subyacente.

Los efectos agrometeorológicos influyen en conjunto sobre los organismos vivientes, sin embargo los factores básicos que determinan la vitalidad de los vegetales son: tierra, aire, luz-calor y humedad, que se consideran como los más importantes. Ninguno de estos factores vitales puede reemplazar a los otros. Una combinación específica de esos factores determinan el crecimiento, desarrollo y reproducción de los organismos vegetales. Otros componentes meteorológicos solamente modifican la acción de los factores básicos, intensificándola o disminuyéndola. Por ejemplo, la evaporación y consecuentemente la variación de la humedad, aumenta o disminuye en función de la intensidad del viento en las capas bajas de la atmósfera, la nubosidad hace variar la cantidad y calidad de la radiación solar que incide sobre los cultivos.

La variabilidad de los factores meteorológicos en el tiempo y en el espacio es diversa. En una zona, con cielo despejado, la variación de la insolación en la superficie de la tierra es considerablemente menor que la variación de la temperatura en la capa de aire próxima al suelo. La distribución de la precipitación durante la estación cálida se caracteriza por una gran variabilidad y consecuentemente se observa una gran variabilidad en la producción de reservas de agua en el suelo. Por consiguiente, las observaciones realizadas en una red fija de estaciones meteorológicas son insuficientes para determinar las condiciones meteorológicas en campos de cultivo, huertos y prados. Cada dato observado solamente proporciona una representación aproximada.

Es preciso conocer cuales son las variaciones regulares de los valores de las variables meteorológicas en la capa de aire próxima al suelo, debidas a la influencia del relieve, albedo y orientación y a las propias características del terreno subyacente. En otras palabras, es necesario tener en cuenta el microclima de las áreas de cultivo y el fitoclima de los cultivos jóvenes, con objeto de poder establecer las bases agroclimáticas necesarias para el desarrollo de las técnicas agrícolas a utilizar.

Según Gerbier, presidente de la comisión de Meteorología Agrícola de la Organización Meteorológica Mundial (O.M.M.) en su séptima reunión, en septiembre de 1979 (Boletín de la OMM de julio de 1980):

«La aplicación de la agrometeorología comprende dos aspectos principa-

les: hacer comprender a los responsables de la agricultura, a todos los niveles, la influencia que tienen los factores climáticos en la producción; y garantizar la utilización racional del conocimiento de los factores climáticos a la hora de tomar decisiones».

El primer aspecto se podrá llevar a cabo mediante la investigación y el desarrollo. El segundo supone las aplicaciones prácticas con vistas a reducir al mínimo los efectos adversos o aumentar al máximo los efectos beneficiosos del clima, y también a conseguir los métodos y equipos de cultivo óptimos.

Los principales campos de aplicación se pueden agrupar en siete apartados:

a) Orientación regional de la agricultura

Los datos agroclimáticos son esenciales para evaluar el potencial agrícola de una región en función de su localización y de los tipos de producción (división en zonas pedoclimáticas). Tales datos pueden ayudar a la introducción de nuevas variedades de cultivos, de métodos o equipos que se adapten mejor a las condiciones locales, particularmente en lo que respecta a la irrigación y al drenaje. También pueden servir para poner de manifiesto las necesidades de investigación en estos campos.

b) Selección de una orientación técnico-económica a plazo medio en agricultura

Esto implica establecer una comparación entre el clima real y las exigencias ecoclimáticas de los tipos de productos que se consideran, así como la introducción de criterios climáticos en los modelos de planificación agrícola.

c) Técnicas de producción agrícola (vegetal o animal) y forestal

Aquí se trata de la adaptación de los métodos y equipos de cultivo a las características físicas del medio ambiente, teniendo particularmente en cuenta la frecuencia y duración de los períodos del año agrícola que son favorables para el cultivo, abono, labranza o recolección de la cosecha. Como corolario, se incluye la realización de estas actividades en la época más adecuada, basándose en observaciones meteorológicas recientes y en las predicciones a corto plazo.

d) Prevención de enfermedades

Se debe tener en cuenta la influencia del clima tanto en los agentes patógenos como en sus portadores. Los equipos de prevención y la frecuencia de las intervenciones fitosanitarias dependen en parte de las condiciones climáticas,

mientras que la decisión de intervenir depende de la situación atmosférica de los días precedentes y de las predicciones para las próximas horas o días. Los parámetros más importantes a tener en cuenta son la temperatura, el viento, la precipitación y la humedad. Asimismo, las informaciones meteorológicas y climatológicas resultan muy útiles en la fase crítica «del establo al campo» que es cuando los animales son particularmente sensibles a las enfermedades.

e) Administración de los recursos hídricos

En colaboración con los demás usuarios, se deben buscar soluciones para un mejor aprovechamiento del agua disponible. La elección y las dimensiones de un sistema de irrigación, el emplazamiento de un depósito de reserva y la instalación de una red de drenaje dependen, por una parte, del consumo de agua de los cultivos (y, por tanto, de la insolación, del viento y de la temperatura), y por otra parte, de la aportación natural debida a la precipitación. El empleo de la irrigación se debe basar en los parámetros atmosféricos medidos durante un período suficiente que permita seguir las evoluciones del balance hídrico y, consecuentemente, las reservas utilizables del agua del terreno.

f) Desarrollo rural

Determinadas actividades relacionadas con el desarrollo rural, tales como la tala de bosques o la eliminación de los setos, son capaces de modificar el clima a escala local (por ejemplo, el grado de evapotranspiración). Podría ser muy útil determinar la cuantía de estos cambios y su repercusión en la productividad.

g) Prevención de los daños debidos a la meteorología

Antes de sembrar los cultivos sensibles a las variaciones atmosféricas o climatológicas, se deberá hacer un estudio para determinar la frecuencia con que se presentan situaciones adversas y definir las áreas menos afectadas por ellas (en función de los tipos de cultivo y de la sensibilidad de sus diversos estados fenológicos). Estos estudios deberán de servir para la elección de los equipos de prevención más adecuados. Deben de tomarse en consideración las actividades de modificación artificial del tiempo (tales como la intensificación de la precipitación o la lucha contra el granizo), basadas en datos meteorológicos y climatológicos.

Para obtener el máximo beneficio de las posibilidades que ofrece la agrometeorología en cada uno de los campos mencionados, hay cuatro formas de actuación que se deben definir y poner en práctica:

1. Análisis técnico de las necesidades formuladas por los agricultores y por los responsables, a nivel regional o nacional, de la agricultura y de la Administración. Definición de los proyectos de investigación a realizar.
2. Programas conjuntos de investigación agronómica y meteorológica encaminados a afrontar las exigencias concretas que no pueden ser resueltas con las técnicas disponibles.
3. Formación profesional en agrometeorología, lo que constituye un aspecto esencial, puesto que es necesario formar agrometeorólogos competentes, junto con instructores y asesores agrícolas, así como capacitar a los mismos agricultores. La utilización racional de la información agrometeorológica implica, de hecho, la participación activa del usuario (toma de datos, interpretación de avisos o de recomendaciones), lo cual exige unos determinados conocimientos básicos. Sin una sensibilización y una formación a todos los niveles, los esfuerzos de unos pocos especialistas serían vanos.
4. Evaluación de la influencia económica de los programas agrometeorológicos proyectados y determinación de las prioridades.

Repercusión de la información agrometeorológica

La repercusión de la información agrometeorológica se manifiesta lo mismo al nivel de agricultores individuales que a niveles agrícolas regionales y nacionales, siendo también importante para la planificación del desarrollo.

En el caso de los agricultores individuales, el uso racional de la información agrometeorológica se refleja:

- a) en una elección más juiciosa de los productos agrícolas, de equipos y de técnicas de cultivos;
- b) en la adaptación de las prácticas agrícolas a las características del clima local (por ejemplo, en el conocimiento de los días o períodos en que se pueden realizar ciertas labores y en una estimación objetiva de los riesgos climáticos, permiten al agricultor planificar su trabajo de forma más conveniente);
- c) en una explotación más económica gracias a la reducción de pérdidas (en la producción, fumigación, abonos, energía, etc.), debidas a las condiciones climáticas adversas, o por el contrario, utilizando mejor los períodos favorables;
- d) en el aumento de la productividad en cada explotación, así como en la obtención de una cosecha de mejor calidad;
- e) en la reducción de la mano de obra al suprimir las labores innecesarias.

A nivel regional y nacional, la información agrometeorológica debe de contribuir a:

- a) una evaluación objetiva del potencial agrícola de cada zona pedoclimática homogénea;
- b) proyectar una orientación más racional de la producción agrícola, los programas de desarrollo (tales como irrigación, drenaje y cortavientos) y el equipamiento en cada zona;
- c) la regularización de la producción para asegurar un abastecimiento más uniforme de los mercados, suavizando así las fluctuaciones de los precios que no benefician ni al productor ni al consumidor;
- d) facilitar un abastecimiento más uniforme a las industrias alimentarias en aval.

Influencia de los factores atmosféricos en la producción agrícola

La producción agrícola depende de la combinación e interacción de cuatro elementos principales, a saber:

- El terreno, incluyendo la flora y la fauna;
- Las condiciones climáticas;
- La materia biológica, incluyendo los agentes patógenos vegetales o animales;
- Las técnicas agrícolas, incluyendo la cría de ganado, la selvicultura, etc.

Necesidades en materia de redes y datos de observación

Dado que la agrometeorología trata de las interacciones entre el medio ambiente natural (atmósfera y suelo), los tipos de producción y procedimientos de cultivo, se requieren dos categorías de datos: climatológicos y agronómicos.

Parámetros

En la primera categoría –datos climatológicos– están los valores medios o extremos diarios, o de períodos de varios días, de los parámetros físicos de la atmósfera, es decir, la temperatura, la precipitación, el contenido de vapor de agua en el aire, la insolación, la radiación, la evapotranspiración, la turbulencia y la acumulación de agua. En esta categoría también están la frecuencia con que ocurren los fenómenos atmosféricos (niebla, nieve, granizo, tormentas, heladas, precipitación y niveles umbrales de la humedad del aire), así como la duración de ciertos fenómenos (humidificación de las partes de las plantas expuestas al aire, heladas, precipitación y niveles umbrales de la humedad del aire).

Los datos agronómicos se subdividen en tres categorías: los relativos a la pedología, a la biología y a los métodos de cultivo.

Los datos pedológicos conciernen:

- a) A las características hídricas e hidrodinámicas del terreno (capacidad de retención, punto de agostamiento, reserva útil y reserva fácilmente asequible);
- b) A las características térmicas (conductividad térmica para diversos grados de humedad, relación calor-masa);
- c) Al estado de la superficie del suelo (compacto, labrado, abonado con paja o estiércol, cobertura temporal o permanente, etc.).

Los datos biológicos incluyen:

- a) El estado de las cosechas en lo que se refiere a su desarrollo y plagas;
- b) la fecha de transición entre estados fenológicos, determinada de manera objetiva y uniforme;
- c) Las medidas biométricas;
- d) Los rendimientos.

Los datos sobre los métodos de cultivo comprenden:

- a) Los procedimientos y fechas de preparación del terreno;
- b) Los métodos de fumigación y aplicación de fertilizantes;
- c) La instalación de sistemas de protección contra riesgos meteorológicos tales como heladas y sequías;
- d) Las modalidades y fechas de recolección.

Métodos de recogida de datos

Los datos climatológicos, para que sean comparables, coherentes y útiles, deben de ser recopilados y reunidos siguiendo unos procedimientos precisos y normalizados, utilizando equipos que den resultados compatibles. El conjunto de estaciones de observación cuyos datos se reciben en un organismo determinado se denomina red de observación. La densidad de la red no siempre es suficiente, y sería de desear la instalación en cada región experimental de unas pocas (digamos entre dos y cinco) estaciones agroclimatológicas, para medir y registrar las temperaturas bajo techo, así como a varios niveles por encima y por debajo de la superficie del suelo, la humedad del aire (períodos en que se sobrepasa un determinado umbral), la radiación solar, el contenido de agua en el suelo, la evapotranspiración y el viento a distintos niveles. Las medidas físicas de este tipo deben complementarse con observaciones fenológicas relativas a las plantas silvestres y cultivadas.

Los datos agronómicos en el campo de la pedología requieren la preparación de documentos de trabajo entre los que se incluyen fichas de observaciones sobre el terreno (completadas generalmente con descripciones de las características geomorfológicas, geológicas e hidrológicas de la zona, así como con anotaciones sobre el clima, la vegetación y el medio ambiente humano). La creación de un fichero de datos agronómicos debe tener dos objetivos:

1. Formar una colección de datos que, por estar normalizados, permitan la realización de estudios comparativos (entre lugares, variedades, años, etc.) cubriendo al mismo tiempo las diversas necesidades de la profesión agrícola.
2. Acumular información de diferentes procedencias (tales como de las personas dedicadas a esta profesión, de los institutos técnicos y de los investigadores), con objeto de aumentar la utilidad y la diversidad de los estudios necesarios para el desarrollo de nuestros conocimientos agronómicos.

La naturaleza de la información destinada a la agricultura

La eficacia práctica de las informaciones agrometeorológicas implican el cumplimiento de las cinco condiciones siguientes:

1. El conocimiento de la sensibilidad que presentan los diversos cultivos a los factores climáticos.
2. La capacidad técnica del servicio agrometeorológico para suministrar la información requerida (frecuencia con que ocurren ciertos fenómenos meteorológicos o predicciones que tengan un grado satisfactorio de fiabilidad).
3. Medios para la rápida difusión de la información, que es algo de lo que no siempre disponen unos usuarios tan diseminados como son los agricultores.
4. Formación profesional básica que permita al usuario la interpretación correcta de la información recibida.
5. La posibilidad de que el agricultor haga una selección racional basada en la información que se le suministra.

Conclusión

Hemos examinado en los párrafos anteriores el fin y los objetivos de la meteorología agrícola, así como los medios necesarios para garantizar su desarrollo, para asesorar a los agricultores, y para llevar a cabo la evaluación del potencial agrícola de nuevas regiones suficientemente homogéneas en lo que respecta al clima y al terreno. Pero no nos forjemos ilusiones. Los recursos necesarios para su puesta en práctica son importantes, y en la mayoría de los

casos no habrá más remedio que proceder de forma gradual. Si bien, en numerosos países no existen demasiados problemas para la utilización de datos meteorológicos, por lo menos a escala sinóptica, no se puede decir lo mismo sobre los datos agronómicos. Solamente mediante la estrecha colaboración entre agrónomos y meteorólogos, será posible establecer progresivamente un fichero operativo que agrupe a la vez los datos agronómicos y meteorológicos de algunos lugares seleccionados, y que tenga en cuenta el clima, el terreno y los cultivos. Se debe comenzar con los medios disponibles, sin perder nunca de vista la meta operativa. Esto se podría conseguir eligiendo pequeñas regiones experimentales, a las que habría que dotar de los recursos necesarios en materia de datos y de personal cualificado que permitan facilitar asistencia meteorológica a los agricultores.

Los datos operativos, la formación del personal y la sensibilización de los usuarios, constituyen los puntos de partida indispensables para una asistencia meteorológica a las actividades agrícolas operativas y estructuradas.

Una vez cumplidas estas condiciones, podremos mirar hacia adelante, por una parte para el aumento progresivo de la producción de alimentos en los países en desarrollo mediante un mejor conocimiento de su potencial agrícola y, por otra parte, con vistas a mejorar la distribución, el almacenamiento y conservación de los productos perecederos y el tratamiento más racional del ganado (condiciones sanitarias de los animales y producción de carne). Evidentemente, la agrometeorología constituye un medio indispensable para resolver el urgente problema de aumentar la producción mundial de alimentos y, en consecuencia, eliminar el hambre existente en el mundo.

2. AGROCLIMATOLOGÍA

La Meteorología es la parte de la Física que estudia el estado y los procesos de la atmósfera de la Tierra, este estudio tiene dos aspectos que se conocen como Tiempo atmosférico y Clima. El Tiempo se refiere al elemento activo y cambiante de la acción atmosférica (estado de la atmósfera aquí y ahora) y el Clima puede considerarse como aquello que el Tiempo atmosférico tiene de permanente en un lugar determinado (estadística de elementos climatológicos de tiempo pretéritos, con su historial y efemérides).

La Agroclimatología o Climatología Agrícola se concibe como la Climatología aplicada a los efectos del clima sobre las actividades agrícolas en referencia a los cultivos cuyo medio externo en que desarrollan su vida los vegetales, es la atmósfera y el suelo (aire y tierra).

La atmósfera y el suelo no están separados por una superficie material de contacto, sino mediante una zona de transición en la que el aire penetra por las grietas del suelo hasta cierta profundidad y por otro las capas bajas de la atmósfera están llenas de polvo y detritus telúricos y el intercambio no sólo de energía, sino también de materia entre ambos medios es incesante.

Los principales intercambios de materia se refieren al agua, al anhídrido carbónico, al nitrógeno y al polvo: el agua pasa de la atmósfera al suelo por condensación directa (rocío y escarcha) y por precipitación (lluvia, nieve y granizo), y pasa del suelo al aire por evaporación y por evapotranspiración; el anhídrido carbónico pasa al suelo por absorción clorofílica, por disolución y por carbonatación de los óxidos metálicos, y vuelve al aire por la combustión y la respiración de animales y plantas y por fermentación de restos orgánicos; el nitrógeno se incorpora al suelo por fijación bioquímica (bacterias de las leguminosas) y vuelve a la atmósfera por la putrefacción; el polvo pasa a la atmósfera por erosión eólica de las rocas y se difunde por turbulencia, o bien en forma de humo procedente de las combustiones y de partículas salinas procedentes de la espuma desecada y se deposita por sedimentación.

Los intercambios de energía se verifican principalmente bajo forma térmica. El intercambio neto de energía entre la tierra y el espacio es cero: toda la energía recibida como radiación solar es devuelta al exterior como radiación terrestre, incluyendo en ambas corrientes la parte de la primera, que es devuel-

ta al espacio por simple reflexión. La fracción de energía incidente absorbida por el planeta lo es principalmente por su superficie (sólida: tierra, o líquida: mar), y de ahí pasa a la atmósfera por varias vías: en forma de calor sensible difundido por conductibilidad y redistribuido por difusión turbulenta, y en forma de calor latente, sirviendo el agua de agente intermediario. Una parte del calor recibido del suelo por la atmósfera vuelve al suelo por los caminos inversos: por conductibilidad cuando la temperatura del aire supera a la del suelo y por liberación del calor latente con ocasión de los fenómenos de condensación y de congelación.

2.1. RADIACIÓN SOLAR (fuego, calor)

A la meteorología agrícola le interesa principalmente las condiciones meteorológicas en las capas más bajas de la atmósfera que es donde los factores meteorológicos más directamente influyen en los intercambios de energía de la radiación solar en la superficie del suelo y en las plantas.

La producción agrícola puede ser considerada esencialmente como la conversión de la energía de la radiación solar, el agua y las materias nutrientes del suelo en productos económicos terminados.

Por esta razón, la radiación solar es un parámetro meteorológico de especial importancia para la meteorología agrícola.

Se sabe que, excepto una insignificante cantidad procedente de otros astros o de las estrellas, toda la energía radiante o radiación que llega a la Tierra procede del Sol, que es la fuente de calor y de luz que sustenta la vida de nuestro planeta.

El Sol, debido a su alta temperatura, de unos 6.000 °K en su superficie, y a que el medio que le rodea está a menor temperatura, emite al espacio energía en forma de ondas electromagnéticas y esta energía puede ser captada en mayor o menor cuantía por los cuerpos próximos o lejanos que lo rodean. La temperatura en el núcleo central se estima entre 12 y 21 millones de °K. En su interior se transforman unos 700 millones de toneladas de H₂ en He y la pérdida de masa transformada en energía radiante es de unas $4,3 \times 10^6$ Tm/sg, que supone unos 6×10^9 años para consumir el 10% de su H₂. Puede considerarse como un gigantesco reactor de fusión nuclear.

Independientemente del aspecto anterior, la transmisión de la energía calorífica de un cuerpo a otro puede hacerse por conducción y por convección, que supone la existencia de un vehículo agente o medio ponderable que la transmita y por radiación que no utiliza ningún medio ponderable, es decir, su transmisión se realiza en el vacío, esta forma de transmisión, la más interesante en cuanto a que es ella la que facilita la vida de nuestro planeta, se realiza median-

te ondas electromagnéticas que ocupan una amplia gama que va desde muy larga longitud de onda, del orden de centenares de metros a muy corta longitud de onda del orden de micras, o sea, desde las ondas electromagnéticas de la radiodifusión a las microondas, pasando por las del espectro visible (luz) y las del infrarrojo (calor).

La energía emitida por m^2 de superficie solar cada segundo es de $6,41 \times 10^7 \text{ J}$, que corresponde a la emisión de un m^2 de un cuerpo negro a la temperatura efectiva de aproximadamente $6.000 \text{ }^\circ\text{K}$. Esta radiación no es uniforme para toda la superficie del Sol, vista desde un punto de la Tierra, pues en la parte central del disco solar la radiación es mayor que en los bordes, ya que en promedio, en la parte central procede de capas más profundas y por tanto a más alta temperatura.

La radiación solar cubre la gama de longitudes de onda de la fig. 1 distribuidas aproximadamente así:

Rayos gamma (γ) $0,001\text{\AA} < \lambda < 0,1\text{\AA}$

Son fotones de energía extremadamente alta con alto poder de penetración, unos 100 m en el aire al nivel del mar.

Rayos X $0,1\text{\AA} < \lambda < 45\text{\AA}$

Constituye una fracción insignificante de la energía total emitida por el Sol y al penetrar en gases los ioniza.

Radiación ultravioleta $45\text{\AA} < \lambda < 4000\text{\AA}$

Constituye menos de la cuarta parte de la energía emitida por el Sol.

Radiación visible $4000\text{\AA} < \lambda < 7000\text{\AA}$

Perceptible por el ojo humano a la que es sensible. Representa algo más del 50% de la radiación emitida por el Sol.

Radiación infrarroja y calorífica $7000\text{\AA} < \lambda < 30000\text{\AA}$

Sobrepasa juntamente con la radiación visible las tres cuartas partes de la energía emitida por el Sol.

La emisión de energía por un plano diametral, sección del Sol, perpendicular a la recta que une los centros del Sol y de la Tierra representa aproximadamente $9,6 \times 10^{25}$ julios cada segundo, algo extraordinario si se consideran los 86.400 segundos que tiene el día. De esta radiación, ya alguna se pierde en la propia atmósfera del Sol, rayas de Fraunhofer, que se atribuyen a una ligera absorción selectiva por H_2 y vapores metálicos presentes en la cromosfera; la mayor parte se dirige y posiblemente se pierde en el espacio interplanetario e interestelar y una pequeña parte del orden de 13×10^{21} calorías por año es recibida en el límite de la atmósfera terrestre. Cálculos exhaustivos sobre esta cues-

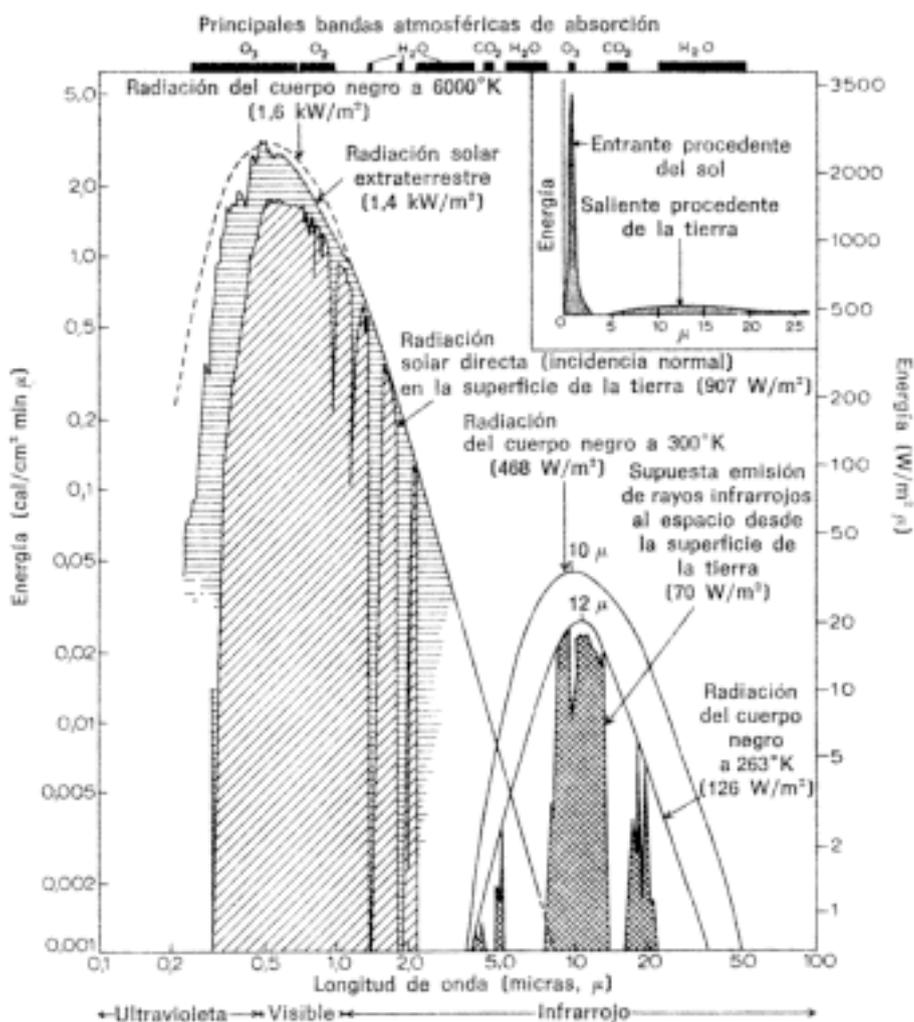


Figura 1. Representación logarítmica de la distribución espectral de la radiación solar y terrestre, junto con las principales bandas atmosféricas de absorción. Las áreas cuadrículadas del espectro infrarrojo indican las «ventanas atmosféricas» por donde la radiación escapa al espacio. La radiación del cuerpo negro a 6.000 °K es la proporción del flujo de energía incidente en la parte superior de la atmósfera. En el recuadro aparecen representadas las mismas curvas para la radiación incidente y reflejada, con la longitud de onda expresada arítmicamente.

tión han conducido a establecer en 1,98 calorías sobre cada cm^2 perpendicular a los rayos solares, en cada minuto, la energía recibida en el límite de la atmósfera terrestre, número que recibe el nombre de constante solar, aunque sufre alguna variación, poco importante, por causa de pequeños cambios en la distancia Sol-Tierra que se derivan de ser elíptica la órbita terrestre.

Si se acepta como 6000°K la temperatura del Sol, como 280°K la del suelo y entre 210 y 220°K la de la atmósfera, las longitudes de onda correspondientes a los máximos de emisión de radiación son:

$$0,475 \times 10^{-4} \text{ cm} = 4750 \text{ \AA} \text{ para el Sol} = 0,475 \mu$$

$$10 \times 10^{-4} \text{ cm} = 100000 \text{ \AA} \text{ para el suelo} = 10 \mu$$

$$14 \text{ a } 15 \times 10^{-4} \text{ cm} = 140000 \text{ a } 150000 \text{ \AA} \text{ para la atmósfera} = 14 \text{ a } 15 \mu$$

La distribución de las longitudes de onda del espectro es:

Rayos gamma (γ): $0,1$ a $0,0056 \text{ \AA}$

Rayos X: 45 a $0,1 \text{ \AA}$

Ultravioleta lejano: 130 a 45 \AA

Ultravioleta medio: 1800 a 2900 \AA

Ultravioleta cercano: 2900 a 4000 \AA

Ultravioleta: 3500 a 130 \AA

Luz visible: 7000 a 3500 \AA

Calor: 3000000 a 7000 \AA

Balance de radiación. Efecto de la atmósfera

De la energía solar que llega al límite de la atmósfera equivalente a unos 1370 W/m^2 o $1,95 \text{ cal/cm}^2 \text{ min}$, aproximadamente un 17% es absorbida por el ozono y el vapor de agua. El ozono absorbe toda la radiación ultravioleta de $\lambda < 2900 \text{ \AA}$ y el vapor de agua absorbe, en menor cantidad, las radiaciones correspondientes a unas estrechas bandas situadas entre $0,9$ y $2,1 \mu$ (ver fig. 1). Alrededor del 31% de dicha radiación es reflejada inmediatamente al espacio por la atmósfera, las nubes y la superficie terrestre, por lo que en realidad es sólo el 69% restante lo que calienta la tierra y la atmósfera. La mayor parte de esta cantidad acaba por calentar la atmósfera, pero gran parte de este calor es recibido secundariamente por la atmósfera, por vía de la superficie terrestre. La retención de esta energía por la atmósfera es de suma importancia, ya que si no se produjese la temperatura de la tierra descendería en unos 40°C , con lo que la vida sería prácticamente imposible. La superficie absorbe el 45% de la energía disponible en la capa superior de la atmósfera y la vuelve a emitir hacia el exterior en forma de ondas largas (infrarrojo) de $\lambda > 3 \mu$ (fig. 1).

La mayor parte de esta energía de onda larga puede ser absorbida por el

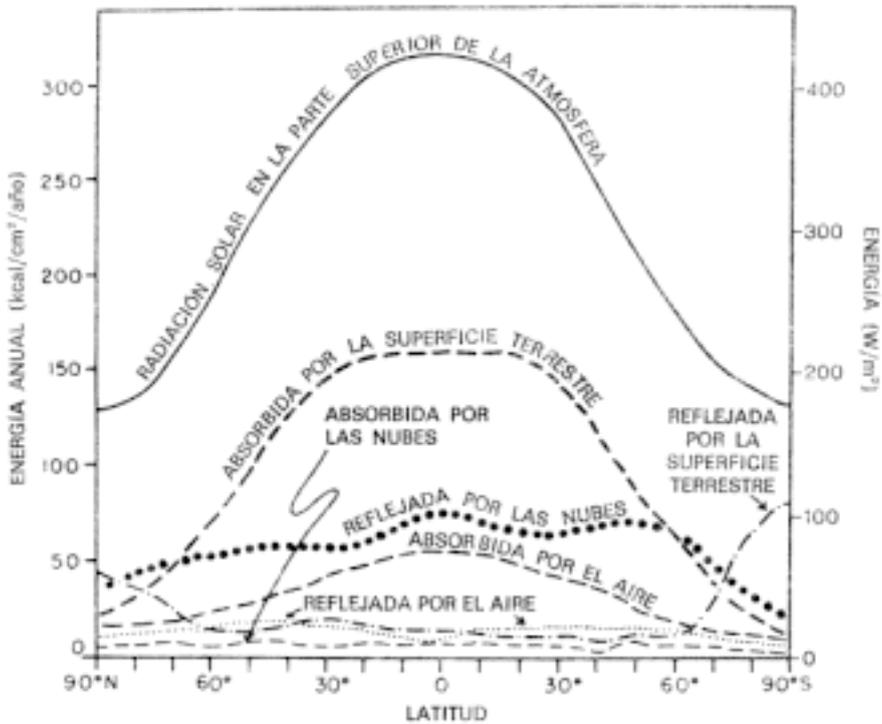
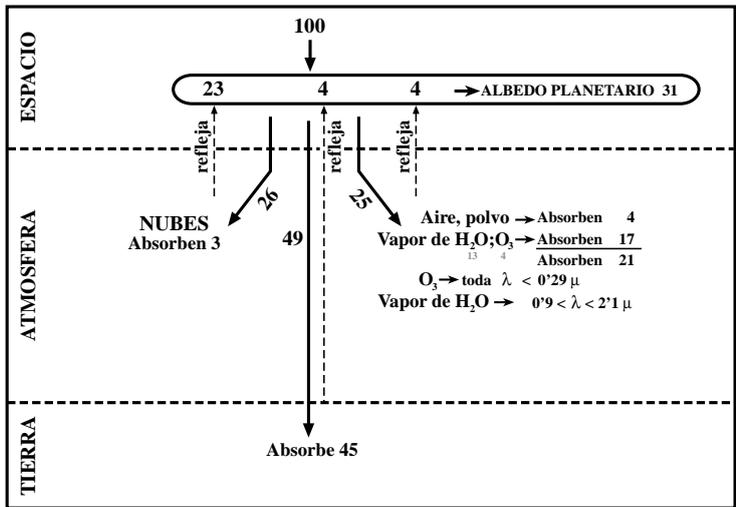


Figura 2. Distribución media anual de la radiación solar según la latitud (en w/m^2 y $Kcal/cm^2$ año). Del 100% de radiación que penetra en la capa superior de la atmósfera, un 25% es reflejado de nuevo al espacio por las nubes, un 4% por el aire (y además el polvo y el vapor de agua) y un 4% por la superficie de la Tierra. Las nubes absorben un 3%, el aire un 21% y la tierra un 45%.

vapor de agua, el dióxido de carbono y el ozono que están presentes en la atmósfera, mientras que el resto escapa al espacio exterior a través de las llamadas «ventanas de radiación», principalmente entre 8 y 13 μ (fig. 1).

En la fig. 2 aparecen ilustradas las distintas influencias que la atmósfera, las nubes y la superficie de la tierra ejercen en la reflexión y absorción de la radiación solar en las diversas latitudes.

Efecto de la tierra y el mar

Otro importante control del efecto que produce la radiación solar que llega a la tierra proviene de las distintas maneras en que la tierra y el mar son capaces de aprovecharla. Mientras el agua tiene una cierta tendencia a almacenar el calor que recibe, la tierra, en contraste, lo devuelve rápidamente a la atmósfera. Son varias las razones de este hecho, la principal sus distintas capacidades caloríficas.

Una gran parte de la radiación solar es reflejada hacia la atmósfera, sin que produzca ningún calentamiento de la superficie de la Tierra. La proporción depende del tipo de superficie (tabla 1). A la fracción de la radiación global que es reflejada por la superficie receptora se la denomina albedo de esa superficie. Para superficies de tierra, el albedo oscila generalmente entre el 8% y el 40% de la radiación recibida, dependiendo del color, naturaleza y estructura de la superficie. Para los bosques es del 9 al 18%, según el tipo de árbol y la densi-

TABLA 1
El albedo promedio (integrado) de diversas superficies (0,3 - 4,0 μ m)

Planeta Tierra	0,31
Superficie global	0,14-0,16
Nube	0,23
Cumulonimbos	0,9
Estratocúmulos	0,6
Cirros	0,4-0,5
Nieve reciente	0,8-0,9
Nieve en fusión	0,4-0,6
Arena	0,30-0,35
Hierba, cultivos de cereales	0,18-0,25
Bosques caducifolios	0,15-0,18
Bosques de coníferas	0,09-0,15
Pluviselva tropical	0,07-0,15
Masas de agua*	0,06-0,10

*Aumenta bruscamente a ángulos solares bajos

dad del follaje, para la hierba es aproximadamente del 25%; para las ciudades del 14 al 18% y para la arena del desierto del 30%. La nieve llana y recién caída puede reflejar hasta un 85% de la radiación solar, mientras que la superficie del mar refleja muy poco, a menos que el ángulo de incidencia de los rayos del sol sea pequeño. El albedo de una superficie de agua en calma es sólo del 2 al 3% para un ángulo de elevación solar que exceda los 60°, pero es más del 50% cuando el ángulo es de 15°.

La mayor o menor facilidad que tiene el mar para absorber el calor recibido depende también de su transparencia. Hasta un 20% de la radiación llega a penetrar hasta los 9 metros. Sin embargo, el calor absorbido por el mar es arrastrado hasta considerables profundidades por la mezcla turbulenta de las masas de agua debida a la acción de las olas y las corrientes.

La transmisión de calor en el suelo se realiza casi totalmente por conducción y el grado de conducción varía con el contenido de humedad y la porosidad de cada suelo en particular.

El aire es muy mal conductor del calor y por esta razón, un suelo que presente una superficie suelta y arenosa se calienta rápidamente durante el día ya que no transmite el calor. Cuanto mayor es la humedad del suelo, mayor es su conductividad, ya que el agua rellena los poros de la tierra, pero si la humedad es demasiado elevada aumenta la capacidad calorífica del suelo, con lo que se reduce su respuesta a la temperatura. Las profundidades relativas sobre las que tienen efecto las variaciones diurnas y anuales de temperatura en suelos húmedos y secos son las siguientes:

	Variación diurna	Variación anual
Suelo húmedo	0,5 m	9 m
Arena seca	0,2 m	3 m

Sin embargo, la variación real de temperatura es mayor en los suelos secos.

La diferencia entre el modo de calentamiento de la tierra y del agua estriba también, en el distinto calor específico de ambos cuerpos. El calor específico del agua es de 1 cal/g °C (4,18 J/g °K). El calor específico del agua es mucho mayor que el de la mayoría de las sustancias comunes, por lo que el agua debe absorber una cantidad de energía para elevar su temperatura, que es 5 veces mayor que la que necesita la misma masa de tierra seca. Así, para la arena seca $c=0,84$ J/g °K (0,2 cal/g °C).

Si se consideran unidades de volumen de agua y de suelo, la capacidad calorífica de agua (1 cal/cm³ °C), es aproximadamente el triple de la de la arena (0,3 cal/cm³ °C) si esta está seca y el doble si está húmeda. Cuando este agua se enfría, se invierte la situación, ya que entonces se desprende una gran cantidad de calor. Si se enfría tan sólo 0,1 °C una capa de agua de 1 m de espesor desprenderá calor suficiente para elevar 10 °C la temperatura de una

capa de aire de aproximadamente 30 cm de espesor. En este sentido, los océanos constituyen una eficaz reserva de la mayor parte del calor mundial.

Del mismo modo, la evaporación del agua del mar ocasiona una gran pérdida de calor, ya que se necesita gran cantidad de energía, para evaporar incluso una pequeña cantidad de agua (calor latente de vaporización necesario para evaporar 1 g de H_2O a $0\text{ }^\circ\text{C}$ es de 600 cal y a 100° es de 540 cal).

Estas diferencias entre la tierra y el mar contribuyen a dar origen al fenómeno que se conoce con el nombre de «continentalidad». La continentalidad implica en primer lugar, que una superficie terrestre se calienta y se enfría mucho más rápidamente que una superficie oceánica.

En la tierra el desfase entre los períodos de insolación máxima y mínima y las temperaturas superficiales máximas y mínimas es sólo de un mes, pero en el océano y en las estaciones costeras el desfase puede ser de hasta dos meses. En segundo lugar las oscilaciones anuales y diarias de temperatura son menores en las costas que en tierra adentro.

El tercer efecto de la continentalidad proviene de la distribución en el globo de tierras y mares. El calor almacenado en los océanos hace que estos sean más cálidos en invierno y más frescos en verano que las tierras situadas a la misma latitud, aunque las corrientes marinas den lugar a alguna desviación de esta regla a nivel local.

Hoy en día pueden estimarse las temperaturas del mar mediante el uso de la fotografía infrarroja desde satélites.

Radiación infrarroja de la Tierra

La radiación procedente del Sol llega a la Tierra principalmente en forma de onda corta y sale de ella en forma de onda larga (fig. 1). La atmósfera absorbe más la radiación infrarroja (debido al efecto del vapor de agua, del dióxido de carbono y del ozono) excepto entre unos $8,5$ y 13μ : la «ventana atmosférica».

La opacidad de la atmósfera frente a la radiación infrarroja, relacionada con su transparencia, a la radiación de onda corta, se designa comúnmente como «efecto invernadero».

Hay que poner de relieve que la radiación de onda larga no es meramente terrestre en sentido estricto. Las irradiaciones atmosféricas al espacio y las nubes son particularmente efectivas dado que estos actúan como cuerpos negros.

Balance de calor de la Tierra

Según la fig. 3 de la radiación incidente, es absorbida en la estratosfera un 4% principalmente por el ozono y un 20% es absorbida en la troposfera por el

dióxido de carbono (1%), vapor de agua (13%), polvo (3%) y gotitas de agua de las nubes (3%). Un 23% son reflejadas de vuelta al espacio desde las nubes que cubren aproximadamente un 55% de la superficie terrestre como promedio. Otro 4% es reflejada de forma similar desde la superficie y otro 4% es devuelta por disipación atmosférica. El total de radiación reflejada es el «albedo planetario» (31%). El 45% sobrante alcanza la tierra ya sea directamente (24%) o como radiación difusa (21%) transmitida por medio de las nubes o por difusión descendente. El efecto difusor de las moléculas de aire y las partículas de polvo sobre las radiaciones de longitud de onda visible (azul: 0,4 μ ; roja: 0,7 μ) es mayor con las longitudes de onda cortas, por lo que la luz del cielo aparece como de color azul.

La configuración de la radiación terrestre saliente es completamente distinta (fig. 3).

La radiación de cuerpo negro, asumiendo una temperatura media superficial de 288 °K es equivalente a un 113% (384W/m² año) de radiación infrarroja (onda larga). Esto es posible debido a que la mayoría de la radiación saliente es reabsorbida por la atmósfera, además, los intercambios de radiación infrarroja comprenden a todo el globo, mientras que la insolación afecta sólo al hemisferio iluminado por el sol.

Únicamente un 16% escapan a través de la ventana atmosférica, directamente desde la superficie, pero la atmósfera irradia 53% al espacio, al mismo tiempo que vuelve a irradiar casi el doble (97%) de vuelta a la superficie.

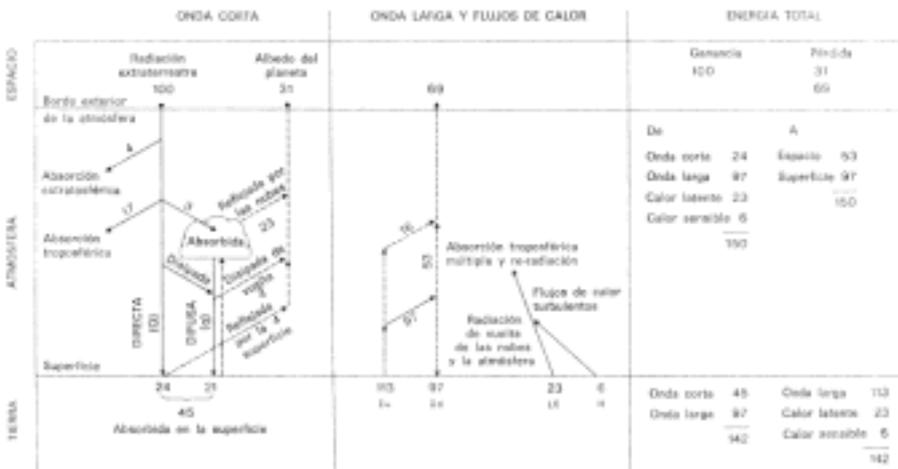


Figura 3. Promedio para todo el globo y para un año. Balance de la energía atmosférica total. Los transportes se explican en el texto. Las líneas de trazo continuo indican energía ganada por la atmósfera y la superficie en el diagrama de la izquierda y por la troposfera en el diagrama de la derecha. Los intercambios están referidos a 100 unidades de radiación solar que penetra por la parte superior de la atmósfera (igual a 0,5 cal/cm²/min. o 340 w/m²).

La fig. 3 resume los balances totales en la superficie ($\pm 142\%$) y para la atmósfera ($\pm 69\%$). El balance energético para el sistema completo tierra-atmósfera se estima que es de $\pm 7 \times 10^9 \text{ J/m}^2/\text{año}$ ($\pm 66\%$) ($\pm 7 \text{ GJ/m}^2/\text{año}$).

Estas estimaciones se supone que son bastante aproximadas. Los satélites están proporcionando una «visión superior» de los intercambios de radiación e indican un albedo planetario de sólo 0,29 que aparentemente es el resultado de la medición de una cubierta de nubes menor, particularmente sobre los océanos tropicales, del que ha sido determinado por observaciones terrestres. Sin embargo, todavía deben resolverse algunas dudas.

Las variaciones anuales y diurnas de la temperatura están directamente relacionadas con el balance de radiación local. Bajo cielos despejados, en las latitudes bajas y medias, el régimen diurno de intercambios de radiación generalmente presenta un máximo de radiación solar absorbida a mediodía (fig. 4a). La superficie calentada del suelo también emite un máximo de radiación infrarroja (de onda larga, véase fig. 1) a mediodía, cuando está más caliente. La atmósfera vuelve a irradiar la radiación infrarroja hacia abajo, pero existe una pérdida neta en la superficie. La diferencia entre la radiación absorbida y la pérdida neta en la superficie es la radiación neta; ésta es generalmente positiva entre aproximadamente una hora después de la salida del sol y una hora más o menos antes de la puesta de sol, con un máximo a mediodía. El retraso en la aparición de la máxima temperatura del aire hasta aproximadamente las 14 horas local (fig. 4b) es debido al calentamiento gradual del aire por transferencia convectiva desde el suelo. La mínima se da al anochecer cuando el suelo aún está caliente; después hay un ligero aumento. El descenso de temperatura después del medio día es retardado por el calor suministrado por el suelo. El mínimo en la temperatura del aire se da poco después del alba debido al retraso en la transferencia de calor de la superficie al aire.

La configuración anual del balance de radiación y el régimen de temperaturas es muy parecida a la diurna.

2.2. EFECTOS BIOLÓGICOS DE LA RADIACIÓN SOLAR

Mientras las ciencias físicas admiten que el orden natural en la Tierra es una degradación de la energía libre y de las formas complejas de la materia, las ciencias biológicas, admiten que la vida sobre la Tierra es un proceso de tránsito de materia inorgánica a orgánica, de las formas más simples a las más complejas.

Los factores básicos que determinan la vitalidad de los organismos vegetales son: aire, luz, calor y humedad.

La importancia del rendimiento energético de la luz solar en la producción vegetal es evidente desde que se ha determinado que la energía para la foto-

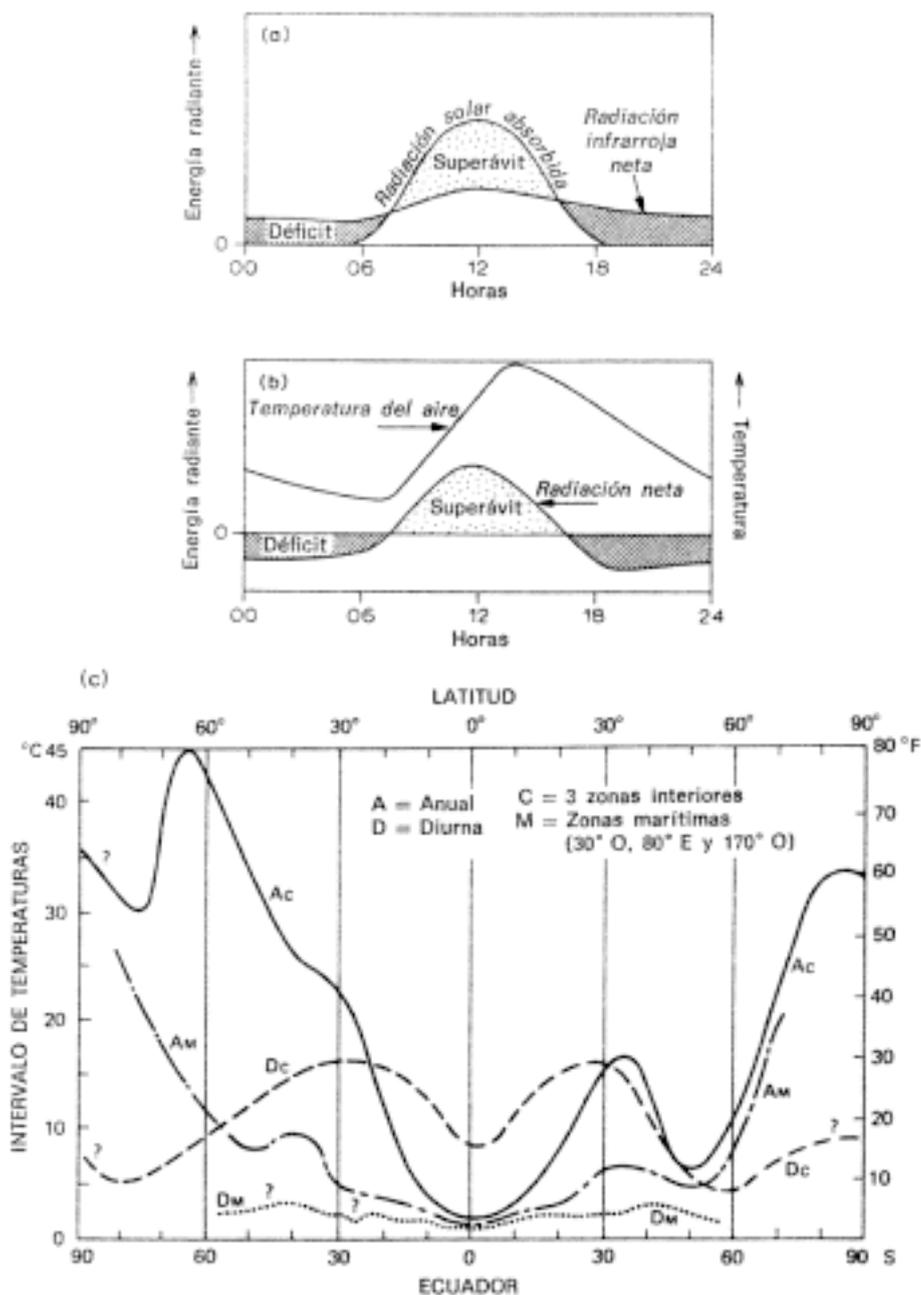


Figura 4. Curvas que muestran las variaciones anuales y diurnas de la energía radiante y la temperatura. a) Variaciones diurnas en la radiación solar absorbida y la radiación infrarroja en latitudes medias y bajas. b) Variaciones diurnas en la radiación neta y la temperatura del aire en las latitudes medias y bajas. Radiación neta = Radiación absorbida - pérdida neta.

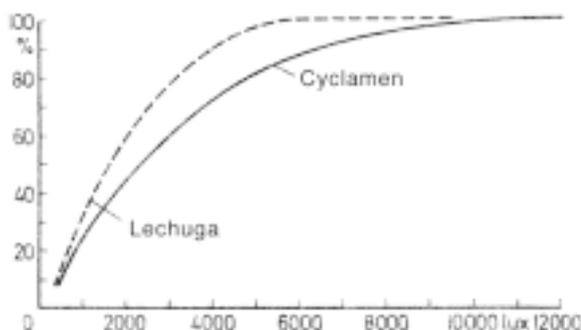
síntesis necesaria para poder nutrir a toda la humanidad es del orden de $8,6 \times 10^{12}$ Kcal/día. Esta enorme cantidad de energía es, por así decirlo, bioquímicamente almacenada en la radiación solar.

En la fotosíntesis la glucosa es producida con dióxido de carbono y agua bajo el aporte de energía procedente de la radiación solar, liberándose oxígeno.



Esta primaria asimilación, después produce azúcar, almidón, proteínas y grasas. La asimilación de CO_2 , puede realizarse solamente por los vegetales que contienen cloroplastos en sus órganos (generalmente en las hojas). La absorción de energía de la luz solar tiene lugar mediante la clorofila.

La asimilación del CO_2 se realiza a temperatura constante al aumentar la intensidad de la luz solar y siempre que hay suficiente suministro de CO_2 del aire. La asimilación no es lineal en cuanto al porcentaje, es más rápida para las intensidades de luz más bajas que para las más altas.



Asimilación de CO_2 en porcentaje del consumo máximo posible para el ciclamen y la lechuga en función de la intensidad luminosa

Más allá de una cierta intensidad luminosa no se aumenta la fotosíntesis. El exceso de radiación es parcialmente convertido en calor, el resto de la radiación atraviesa la hoja. Solamente del 0,6 al 7,7% de la luz blanca es convertida en energía química.

El asintótico decrecimiento de la curva de asimilación es más rápido en las hojas a la sombra que en las hojas soleadas. A menudo las hojas en sombra asimilan algo más intensamente que las hojas soleadas con luz débil. En definitiva, aumenta al aumentar la intensidad de la luz. Lo que se sabe de la asimilación del CO_2 es que tiene lugar solamente en presencia de la luz, el proceso opuesto que es la respiración continúa simultáneamente de día y de noche. Mientras que la materia se está formando por la asimilación del CO_2 , la respiración consume materia. Si la intensidad de la luz cae por debajo de un cierto nivel, la respiración domina durante el día. El punto en que en la asimilación se igualan la producción y el simultáneo consumo, se llama punto de compensación.

Las radiaciones individuales del espectro total luminoso energéticamente, en mayor o menor grado, originan la asimilación del CO_2 . El efecto de la luz en la fotosíntesis no sólo depende de la intensidad, sino también de la composición espectral. La máxima asimilación está localizada en el rojo entre 6600 y 8600Å.

Un máximo secundario está en el azul entre 4700 y 5500Å. Las longitudes de onda entre 4700 y 5500Å son solamente de efectividad muy limitada. Esta distribución espectral concuerda también con la capacidad de absorción de la clorofila. El rojo y el azul son absorbidos considerablemente con más intensidad que el verde-amarillo. Además la banda espectral de los azules sustenta la síntesis del bio-desarrollo de la materia y disminuye la etiolación. Etiolación es el fenómeno que muestran las plantas verdes cuando crecen en la oscuridad. La ausencia de clorofila es causa de su coloración amarillo-pálido.

Se sabe que la capacidad de asimilación del CO_2 no solamente es controlada por la luz. La temperatura junto con las disponibilidades de CO_2 , tienen una considerable influencia en el desarrollo de este proceso fotoquímico. Añadamos el hecho de que la respiración, que tiene lugar simultáneamente con la asimilación, es controlada únicamente por la temperatura. La respiración aumenta considerablemente al aumentar la temperatura. Así, por ejemplo, la fotosíntesis puede hacer descender el punto de compensación con solamente una intensidad luminosa baja y altas temperaturas ya que la asimilación del CO_2 es baja debido a la poca energía suministrada por la luz y la respiración es demasiado alta como consecuencia de las altas temperaturas.

En la fig. 5 pueden verse los distintos rendimientos lumínicos para diferentes temperaturas. Por ejemplo a 10 °C y 15000 lux se produce una asimilación en promedio de unos 14 mm^3/h . Con la misma intensidad luminosa, pero con una temperatura de 30 °C el rendimiento de la asimilación asciende a 35 mm^3/h .

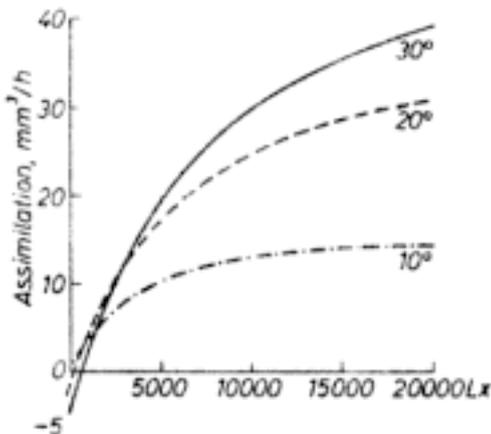


Figura 5. Dependencia de la asimilación en función de la intensidad luminosa disponible, para varias temperaturas.

En general, la influencia del CO_2 en la asimilación será apreciable solamente cuando su concentración en la atmósfera sea muy reducida, esto podrá suceder cuando el CO_2 sea consumido en las proximidades de las plantas y no se reponga desde la alta atmósfera con la suficiente rapidez a causa de la circulación del aire en las capas inferiores. Tal empobrecimiento del CO_2 puede tener lugar en los invernaderos cerrados, así como bajo ciertas condiciones en las plantaciones al aire libre. En los invernaderos la escasez de CO_2 es comúnmente eliminada con un aumento artificial de la concentración. En campo abierto se da en muy limitadas ocasiones porque las moléculas de CO_2 son rápidamente intercambiadas por un aumento de la tensión parcial del CO_2 en la atmósfera.

Bajo ciertas condiciones un incremento de CO_2 puede producir un aumento de la asimilación superior a la normal. La razón de ello no es más que si los otros factores (luz y temperatura) son los apropiados para que la asimilación sea máxima, conviene que la proporción de CO_2 sea mayor que la que en general está disponible en un intercambio normal en la atmósfera o también cuando por causa de las condiciones fisiológicas (cerramiento o constricción de los estomas o restricciones en la permeabilidad) sea demasiado grande la resistencia a la difusión en la entrada de CO_2 con tensión parcial normal.

De todas estas consideraciones deducimos que el proceso no puede ser alterado más que con condiciones ventajosas de temperatura y con una suficiente disponibilidad de CO_2 . La luz como fuente de energía debe considerarse el principal factor determinante en la fotosíntesis. La luz no puede ser sustituida por ningún otro factor.

Para proporcionar una idea aproximada del proceso fotosintético de algunas plantas, se presenta en la tabla 2 una recopilación según Lumdegardh.

En general, estos datos solamente deben considerarse como valores indicativos. La estimación de la capacidad de asimilación de una plantación entera es naturalmente muy difícil. La asimilación de una plantación entera no solamente depende de los tipos de plantas, sino también, quizás en gran medida, de las condiciones de desarrollo, de la densidad y de la altura de la plantación. Al fin y al cabo todas las hojas participan en cierta proporción en la total capacidad de asimilación. El grado en que las hojas situadas más abajo, por ejemplo, asimilan, depende del grado en que la luz pueda penetrar dentro de la plantación con suficiente intensidad.

Tabla 2.- Intensidad de asimilación de algunas plantas entre 18 y 20 °C, con máxima iluminación (1 a 1/4 de luz) y CO₂ cerca del 0,03%.

	Asimilación en mg de CO₂ por 50 cm² de superficie de la hoja	C₆ H₁₂ O₆ en g por cada cm² de superficie de la hoja
Patata	9,57	1,30
Tomate	8,42	1,15
Remolacha azucarera	9,26	1,26
Espinacas	9,78	1,33
Vicia faba (habas)	8,83	1,20
Phaseolus vulgaris (alubia, frijol)	9,27	1,26
Avena max.	20 mg por 1 g en peso de verde	
Máxima asimilación (con 1,22% de CO₂) en mg de CO₂ por 50 cm² de superficie de hoja y hora.		
Patata	40,7 (a 30,2 °C)	
Tomate	30,3 (a 35,5 °C)	
Hojas de pepino (cucumber)	29,9 (a 36,1 °C)	

3. CLIMA DEL SUELO (tierra, suelo)

El concepto de clima del suelo fue desarrollado en el siglo XIX por el científico ruso P.A. Kostycher, quien consideró el suelo como un medio distinto de las manifestaciones del clima de la atmósfera. Posteriormente, el clima del suelo se convirtió en un tema de investigación de numerosas ciencias: física, edafología, agroclimatología, etc., una vez que se estableció la inmensa importancia del clima del suelo en agricultura.

El clima del suelo viene determinado por el comportamiento de temperatura y humedad tanto en el suelo como en la capa límite suelo-atmósfera; que tiene su origen en las características de ese suelo y depende de un complejo sistema de factores naturales y antropogénicos y que es el resultado del clima atmosférico, de las propiedades del suelo, del albedo, del relieve, de la vegetación y de las actividades productivas de los hombres, por lo tanto una tema de investigación complejo. El clima del suelo afecta al microclima de la capa de aire próxima al terreno, así como al tratamiento del suelo, y también influye, en gran medida, en la capacidad productiva de los cultivos vegetales.

Básicamente el clima del suelo se compone de tres elementos climáticos: temperatura del suelo, humedad del suelo y aireación del suelo. Las variaciones diurnas y anuales son características de las componentes del clima del suelo, como también la distribución de esas variaciones por zonas, dependiendo del clima atmosférico. La composición de la atmósfera es fundamentalmente uniforme, mientras que la composición anual del aire en las proximidades del suelo varía entre límites considerables (anhídrido carbónico entre 0,01% a 10-15%; oxígeno de 10 a 20%, etc.) dependiendo del volumen de materia orgánica en el suelo y de la intensidad de los procesos de descomposición de la materia.

La distribución de temperaturas y humedades en la atmósfera se caracteriza por una menor variabilidad que en el suelo.

Dependiendo de las propiedades y de la humedad del suelo, su aireación y características térmicas varían significativamente.

Bajo la influencia de la vegetación, de los microorganismos y de otros factores naturales y antropogénicos, el clima del suelo varía con el tiempo considerablemente más rápidamente que un clima atmosférico.

Finalmente, el clima del suelo puede ser controlado por el hombre en una considerable mayor amplitud que el clima de la capa de aire próxima a la tierra. Por esta razón la utilización de medidas tendentes a optimizar el clima del suelo (irrigación, drenaje, manipulación, etc.) son totalmente efectivas.

Como información básica para el estudio del clima del suelo nos pueden servir los estudios agroclimatológicos del clima del suelo bajo un punto de vista geográfico viendo la variación dinámica que determinan las estaciones del año, teniendo en cuenta las condiciones del medio físico-geográfico en que se desarrollan. También nos pueden servir los datos experimentales que nos proporcionan las estaciones meteorológicas que realizan observaciones de temperaturas del suelo a distintas profundidades, de humedad, de espesores del suelo helado, así como del efecto de las condiciones del clima del suelo en el desarrollo de las plantas y de su productividad.

Las medidas de temperatura se realizan varias veces al día, en la superficie del suelo y en la capa alta de la tierra, en donde la variabilidad de la temperatura es especialmente grande, para realizar estas medidas se emplean termómetros especiales, de subsuelo, colocados a profundidades de 5, 10, 15 y 20 centímetros. Las temperaturas de las capas más profundas del suelo se miden con termómetros eléctricos y suelen tomarse a 20, 40, 50, 80, 100, 120, 150, 240 y 320 centímetros.

La humedad del suelo es la componente más importante del clima del suelo, se han desarrollado buen número de técnicas y utilizado aparatos para medir esa humedad del suelo, como son: los irrigómetros o tensiómetros, métodos eléctricos, termo-gravimétricos o mediante isótopos y más recientemente los métodos de teledetección mediante satélites. Los satélites polares NOAA y Landsat que operan a altitudes de 725 a 920 km, los satélites geoestacionarios como METEOSAT, GOES, etc. permiten ya y se espera que mucho más en el futuro, obtener datos agroclimáticos de gran interés, complementarios de los suministrados por las redes de estaciones climatológicas convencionales. El estudio de las condiciones de la humedad del suelo en las diferentes zonas climáticas hace posible fundamentar científicamente las demandas de cultivos del suelo, emplear diversas técnicas agronómicas en los cultivos agrícolas, desarrollar metodologías para obtener datos cuantitativos del seguimiento de las condiciones en que se están desarrollando los agrocultivos, estimaciones de producción de cosechas, etc.

La fuente principal del calor que llega al suelo es la radiación solar que es absorbida por la superficie del suelo, convertida en energía térmica y transmitidas a las subyacentes capas del suelo. Por la noche, la emisión de calor por

medio de radiación excede al que llega por lo que la superficie del suelo y capas subyacentes se enfrían.

La intensidad del calentamiento y del enfriamiento del suelo depende de las propiedades del suelo –capacidad calorífica, conductividad térmica y difusividad térmica– así como de la diferencia de temperatura entre la superficie del suelo y las capas subyacentes y entre la superficie del suelo y la capa límite atmósfera-suelo.

La capacidad calorífica (volumétrica) de los suelos de minerales secos es aproximadamente dos veces menor que la del agua. Por ello, la capacidad calorífica aumenta al aumentar la humedad. Un aumento del viento junto al suelo disminuye su capacidad calorífica, por aumentar la evaporación. Por esta razón la capacidad calorífica de los suelos de turba seca es menor que la de los suelos de minerales, mientras que la capacidad calorífica de suelos de turba húmeda es mayor.

La conductividad térmica del suelo depende principalmente de su porosidad, así como de su humedad. Por ser la conductividad térmica del aire junto al suelo, aproximadamente 50 veces menor que la de las partículas minerales del suelo, resulta que la menor densidad del suelo seco, por su mayor porosidad, disminuye su conductividad térmica. Cuando el agua llena los poros del suelo, su conductividad térmica aumenta hasta un valor límite desconocido, por ser la conductividad térmica del agua 24 veces mayor que la del aire.

La difusividad térmica del suelo se mide por la razón entre el coeficiente de conductividad térmica y la capacidad calorífica volumétrica. El coeficiente de difusividad térmica es una función de la humedad del suelo y de la del aire junto al suelo. A bajos valores de la humedad del suelo, la difusividad térmica aumenta; con un aumento de la humedad, puede llegar a impedirse, ya que la difusividad térmica del aire (0,16) es más alta que la del agua (0,0013). Las variaciones de la difusividad térmica son el resultado de una combinación de las variaciones de la capacidad calorífica y de la conductividad.

La variación de la temperatura del suelo en el transcurso de un período de 24 horas se llama variación diurna, presentando fluctuaciones periódicas desde un máximo a un mínimo. La temperatura mínima se registra en la superficie del suelo antes de la salida del sol, cuando el balance de la radiación es negativo y el intercambio del calor en la capa límite aire-suelo, es insignificante. La temperatura máxima se registra poco después de mediodía, aproximadamente a las 13 horas, entonces comienza a bajar, continuando su descenso hasta alcanzar el mínimo de la mañana. La diferencia entre la temperatura máxima y la temperatura mínima se llama oscilación diurna de la temperatura.

Un conjunto de factores influyen en la oscilación diurna de la temperatura del suelo:

- a) Época del año. Las oscilaciones son mayores en verano y menores en invierno.
- b) Latitud geográfica. La oscilación depende de la altura del sol sobre el horizonte. La altura del sol aumenta desde los polos al ecuador, por lo que la oscilación no es grande en las regiones polares, mientras que en los desiertos tropicales, donde la radiación solar efectiva es también muy alta, la oscilación térmica diaria alcanza los valores más altos, hasta 50 °C.
- c) Nubosidad. Con cielos nubosos la oscilación térmica diaria es significativamente menor que con cielos despejados.
- d) Color del suelo. La oscilación de la temperatura en la superficie de suelos oscuros es mayor que en la de suelos de color claro, ya que la absorción y radiación de las superficies oscuras es mucho mayor que la de las superficies claras.
- e) Capacidad calorífica y conductividad térmica. La oscilación térmica diaria es una función inversa de la capacidad calorífica y de la conductividad térmica del suelo.
- f) Las cubiertas vegetales y las de nieve disminuyen la oscilación térmica diaria, protegiendo al suelo del intenso calentamiento diario y del enfriamiento nocturno.
- g) Orientación de la pendiente. En el hemisferio norte las laderas orientadas al sur se calientan con más intensidad que las orientadas al norte, al mismo tiempo que las pendientes orientadas a poniente se calientan algo más intensamente que las orientadas a levante. En el hemisferio sur ocurre lo contrario.

La variación de la temperatura del suelo en el transcurso de un período de 12 meses se llama variación anual y está determinada principalmente por la radiación solar recibida. La temperatura de la superficie del suelo máxima de las medias mensuales se registra en el mes de julio cuando el calor recibido es el mayor, mientras que las temperaturas mínimas se registran en enero. La oscilación anual de la temperatura aumenta con la latitud geográfica; en la región ecuatorial es aproximadamente de 3 °C en promedio, mientras que en las regiones polares continentales es superior a 70 °C.

Las fluctuaciones diurnas y anuales de la temperatura de la superficie del suelo debido a la conductividad térmica se transmiten a las capas más profundas del suelo. La capa del suelo en la que se presenta variaciones diurnas y anuales de la temperatura se llama capa activa.

La distribución de las fluctuaciones de la temperatura del suelo en las capas activas, suponiendo una composición uniforme de dichas capas se verifica de acuerdo con las siguientes leyes de Fourier:

- 1) El régimen de las fluctuaciones en las capas activas es invariable, es decir, tanto en la superficie del suelo como en las capas activas el intervalo entre dos temperaturas mínimas sucesivas o máximas es para la oscilación diurna de 24 horas y para la anual de 12 meses.
- 2) Si la profundidad aumenta en progresión aritmética, la oscilación disminuye en progresión geométrica. En consecuencia la oscilación disminuye rápidamente con la profundidad. A la capa del suelo en que su temperatura no varía en el transcurso de un período de 24 horas, se llama capa de temperatura diurna constante. En latitudes medias, esta capa se establece a una profundidad de 70 a 100 centímetros. Una capa con temperatura anual constante se establece, en latitudes medias, a una profundidad de 15 a 20 metros.
- 3) Las temperaturas máximas y mínimas se establecen más tarde en esas profundidades que en la superficie del suelo. Este retraso es directamente proporcional a la profundidad. De acuerdo con los datos deducidos de un gran número de observaciones, se ha establecido que las temperaturas máxima y mínima de cada día tienen un retraso en promedio de 2,5 a 3,5 horas por cada 10 centímetros de profundidad, mientras que las temperaturas máxima y mínima de cada año se retrasan de 20 a 30 días por cada metro de profundidad.

El estudio de la dinámica de las temperaturas del suelo, en relación con la profundidad, en el transcurso de un año tiene una gran importancia práctica. Estos datos se usan en agricultura y en servicios públicos, así como en operaciones comerciales y construcción de carreteras. Por ejemplo, cuando se instalan conducciones de agua, es necesario conocer la profundidad a la que el suelo en un lugar determinado se congela. Cuando se instalan cañerías por encima de la profundidad de congelación, una conducción de agua se congela cuando se instalan cañerías a una considerable gran profundidad, los costes de excavación aumentan.

La topografía del terreno tiene un efecto considerable en las condiciones de la temperatura del suelo. La afluencia de luz solar a la superficie del suelo depende de la inclinación y de la orientación del declive del terreno. En el hemisferio norte declives con componente hacia el sur reciben más calor, mientras que declives hacia el norte reciben menos radiación solar que las planicies situadas horizontalmente en la región.

Los valores del calentamiento diurno y del enfriamiento nocturno son más elevados en los relieves en forma cóncava (valles y hondonadas) y menores en los relieves con forma convexa (colinas, altozanos), que se explica por la mayor intensidad del intercambio del aire, menor en las hondonadas y mayor en los altozanos.

El suelo sin vegetación en los declives del terreno es más intensamente calentado que el suelo con una cubierta de vegetación.

La temperatura en la capa superior del suelo es más alta en una superficie con caballones que en una explanada con un promedio de 1 a 1,5 °C.

Una cobertura de plantas da sombra a la superficie del suelo, absorbiendo una sustancial cantidad de luz solar, pero al mismo tiempo, protege el suelo de la radiación solar. Sin embargo, el suelo bajo una cobertura de plantas está más frío, en general, en verano que el suelo sin vegetación y más caliente en invierno. La capa superior del suelo es de 5 a 6 °C más caliente cuando en verano se deja en barbecho que el suelo bajo campo cultivado.

Los montes ejercen un efecto peculiar en la temperatura del suelo. La temperatura media anual del suelo en un monte es 1 °C más fría a una profundidad de 1 metro que en el suelo del campo. En verano el suelo de un monte a una profundidad de 20 centímetros, es de 5 a 6 °C más frío que en una parcela sin arbolado. La nieve hace el efecto de aislante térmico en el suelo, ya que su conductividad térmica es muy baja. La profundidad de congelación disminuye, dependiendo del espesor de la capa de nieve. La propiedad protectora de la nieve es especialmente importante para los cultivos nuevos de invierno y para los árboles frutales. Bajo una cobertura de nieve con un espesor mayor de 30 centímetros, los cultivos jóvenes de invierno no se hielan, ni siquiera durante fuertes heladas.

La regulación de las condiciones de la temperatura del suelo en distintas regiones se realiza por razones varias, así en el norte es conveniente aumentar la temperatura del suelo, especialmente en primavera para facilitar la sementura temprana y el plantar y para crear condiciones más favorables para la germinación y que las semillas prendan, así como para acelerar el desarrollo de las plantas. A la inversa, en el sur, una excesiva cantidad de calor puede sobrecargar las plantas, por eso es aconsejable emplear métodos destinados a disminuir la temperatura de la superficie del suelo y de las capas altas del suelo. El labrar y cavar el suelo facilita un más rápido intercambio de calor en él. Cavando la capa superficial del suelo hasta una profundidad de 2 a 4 centímetros disminuye la temperatura de los niveles inferiores del suelo en 1 a 3 °C (más en verano que en primavera), mientras que el allanado con rodillo, aumenta la temperatura del suelo en 1 a 2 °C.

Con abono orgánico (paja y estiércol) también puede regularse la temperatura del suelo. Una capa de abono orgánico cubriendo el suelo, reduce las fluctuaciones de la temperatura del suelo; dependiendo del color del abono, la temperatura del suelo aumenta con abono de color oscuro y disminuye con abono de color claro. También se ha observado que la humedad del suelo es de 6 a 7% más alta bajo un abrigo de abono orgánico en los años secos y calurosos, mientras que la temperatura del suelo durante las horas diurnas era de 6 a

7 °C más baja que en un área sin abrigo. El oscurecimiento del suelo durante tiempo despejado disminuye el albedo en un 5% y aumenta la absorción de la radiación en un 15%.

El polietileno transparente usado como abrigo, facilita un aumento de la temperatura y de la humedad en la capa superior del suelo.

Uno de los métodos para aumentar la temperatura del suelo es la formación de caballones y surcos que aumentan la actividad de la superficie en un 20 a 25% y en consecuencia aumenta la absorción de la radiación solar.

El riego tiene un considerable efecto en la temperatura del suelo, haciendo que ésta disminuya en las áreas regadas, afectando ese descenso hasta profundidades de 20 a 25 centímetros.

4. CLIMA DE LAS PLANTAS

Para el propio desarrollo, una planta debe ser capaz de vivir en un medio ambiente en el que la temperatura exceda de un cierto nivel, que depende de sus condiciones fenológicas. Desde ese umbral, llamado «punto de vegetación cero», si todas las otras condiciones externas permanecen suficientes o hasta ser las óptimas, el desarrollo cuantitativo de las plantas es prácticamente proporcional al incremento de la temperatura. Este aumento del desarrollo, sin embargo, no es ilimitado. Cada una de las condiciones fenológicas de cada planta está limitada, hasta su más alto nivel por una temperatura máxima tolerable. A consecuencia de este segundo umbral, el crecimiento disminuye muy rápidamente mientras que la temperatura aumenta y entonces disminuye hasta ser nulo, punto en el que la planta fenece como consecuencia del calor.

Por debajo del punto de vegetación cero, la planta puede sobrevivir hasta relativamente bajas temperaturas sin sufrir grandes daños. No obstante si la temperatura desciende por debajo de un nuevo umbral (resistencia natural a helarse) la planta también muere.

Consecuentemente, para cada variedad y para cada etapa fenológica, deben tenerse en cuenta cuatro temperaturas umbrales: la de resistencia natural a helarse, la del punto de vegetación cero, la máxima tolerable y la temperatura máxima absoluta.

Así pues, entre el punto de resistencia natural a helarse y el punto de vegetación cero, los órganos vegetativos permanecen en un estado de inactividad, período de reposo invernal mientras que entre el máximo tolerable y el máximo absoluto su crecimiento disminuye muy rápidamente mientras la temperatura aumenta. Entre el punto de vegetación cero y la máxima tolerable el desarrollo de la planta es, en una primera aproximación, linealmente proporcional a la temperatura. Por consiguiente es muy importante, cuando se introducen nuevos cultivos conocer esos umbrales y compararlos con los datos climatológicos para ver si pueden ser sobrepasados durante las distintas etapas fenológicas por las que discurren las plantas durante su anual desarrollo. De lo contrario sería necesario adoptar medidas artificiales para proteger las plantas de los efectos perjudiciales de tales condiciones.

Uno de los umbrales importantes, es la resistencia natural a helarse. Cuando se habla de la helada, se piensa generalmente en la transición del agua del estado líquido al estado sólido e implícitamente de la correspondiente temperatura que es de 0 °C. Sin embargo, las plantas generalmente no sufren ningún daño cuando la temperatura del aire traspasa ese umbral de los 0 °C. Algunas ya se hielan a temperatura bien por encima de 0 °C, otras resisten perfectamente bien temperaturas que pueden llegar a ser de -6 °C o hasta -10 °C o más, dependiendo de su especie y de su etapa fenológica. El sentido de «planta helada», por consiguiente, no debe asociarse al sentido de «agua helada»; lo mismo es aplicable a las definiciones climatológicas. En este caso es un concepto puramente fisiológico estrechamente relacionado con la planta misma o más precisamente con algunos de sus órganos, porque es extremadamente raro que una planta se hiele completamente.

El tejido de las plantas está compuesto de aglomeraciones de células cuyas membranas no se tocan unas con otras de una forma continua, los espacios intercelulares lo ocupa un líquido acuoso que se llama agua intercelular, que no es agua pura, pues siempre contiene sales disueltas, de origen mineral y de origen vegetal, que son sustancias inorgánicas y orgánicas.

Cuando la temperatura disminuyendo llega a alcanzar los 0 °C, la solución acuosa que llena los espacios intercelulares –y que es mucho menos concentrada (mayor proporción de agua) que el mismo citoplasma (sustancia contenida en la célula parecida a la gelatina y que contiene de 75 a 85% de agua)– puede solidificarse. Sin embargo, ya que no es agua pura, el cambio de estado de agregación sólo ocurre a una temperatura por debajo de los 0 °C. Por consiguiente, la mayor concentración de la solución intercelular, hace descender su temperatura de congelación. El hecho de que esta solución acuosa se congele no es por sí mismo causa de daños en el tejido envolvente. En casos excepcionales, es decir, cuando el cuerpo extraño –el cristal de hielo– así formado se hace algo más grande de tamaño, puede romper una o más paredes celulares que le rodean. Una vez que el cristal se ha formado y como resultado del gradiente de la tensión de vapor que inmediatamente se establece entre el agua y el hielo, crece por coalescencia. El agua que compone el citoplasma atraviesa la pared celular semipermeable por un fenómeno de osmosis con lo que el citoplasma se condensa y el peligro de que se hiele disminuye proporcionalmente; sin embargo, como consecuencia de la desecación que tiene lugar en el interior de la célula, sucede allí una rápida transformación de las proteínas, particularmente las que forman el núcleo de la célula. Esas transformaciones generalmente son irreversibles.

Cuando la temperatura asciende de nuevo, el agua atraída por los cristales de hielo fuera de la célula retorna al citoplasma; la diferencia en la concentración origina un cambio osmótico entre los fluidos separados por una membra-

na semipermeable. Las proteínas, sin embargo, no pueden ser regeneradas y la célula rápidamente se muere, aunque desde un punto de vista mecánico no ha sido dañada. El hecho que los tejidos previamente descongelados o los tejidos sometidos a un rápido recalentamiento debido a la radiación solar, muestran un número muy grande de células reventadas, se explica por ese retorno del agua que de manera desordenada hinchon las células cuyo citoplasma está altamente concentrado. Bajo condiciones naturales el descongelado de las plantas usualmente tiene lugar más bien lentamente por lo que tales lesiones son más bien raras.

Un rápido cambio en las condiciones ambientales, particularmente de la temperatura –choque térmico– pueden originar temporalmente cambios en los componentes de las células, que no necesariamente han de afectar a las proteínas, como en el caso de las heladas, sino también a los azúcares y a las grasas. Así pues una repentina bajada de temperatura, como también una repentina subida de ella, puede causar una lesión fisiológica, de la que las plantas se recuperan con dificultad, aunque sus huellas no puedan detectarse en el aspecto o estructura de los tejidos. Solamente afecta a su metabolismo y por algunos días o hasta semanas.

A medida que la temperatura aumenta, la actividad de las células también crece, lo que requiere un continuo aumento de la cantidad de agua para que se realice bajo condiciones óptimas.

En el ciclo anual del desarrollo de los vegetales se diferencian dos períodos, el de reposo invernal y el de actividad vegetativa, la influencia de las temperaturas es marcadamente distinta en uno y en otro período, por lo que habrá que diferenciar las temperaturas que producen el período de reposo, temperaturas invernales de las que producen el período de actividad vegetativa, temperaturas de primavera, verano y otoño.

El proceso fisiológico en el período de reposo invernal se asocia con temperaturas inferiores a un determinado umbral. A la duración media específica del reposo de una determinada especie o variedad se la denomina sus necesidades de frío, y estas necesidades se han intentado medir, determinando el número de horas que transcurren durante ese período de reposo invernal, con temperaturas inferiores a una temperatura umbral. A esas horas se las denomina horas-frío. Tanto la temperatura umbral como el número de horas-frío son variables para las diferentes especies. Se trabajan con valores para la temperatura umbral de entre 4 y 12 °C; casi todos los trabajos que se han hecho usan como umbral la temperatura de 7 °C, que se considera como un valor fijo en la determinación de las horas-frío. La duración del período de reposo invernal es otro de los aspectos a determinar. Aunque normalmente este empieza algún tiempo

antes de la caída de la hoja, puede admitirse, en general, que este es el momento que puede considerarse como punto inicial de la acumulación de horas-frío. Sin embargo, la fijación práctica del final de esa acumulación es mucho más difícil, ya que cuando el desborre de las yemas se comienza a apreciar visualmente, puede hacer varios días que el reposo real haya terminado. La duración del reposo invernal en cada especie o variedad depende de su constitución genética, estado fisiológico y nutricional y condiciones climáticas locales.

Uno de los elementos climáticos más importantes en el estudio de la climatología agrícola es la evaporación del agua desde el suelo a la atmósfera que sigue dos vías distintas: la evaporación directa y la evapotranspiración. La evapotranspiración consiste en la evaporación que se produce a través de los estomas de las hojas de las plantas, por donde puede llegar a la atmósfera el agua procedente del subsuelo, incluso desde gran profundidad, pues la circulación de la savia, uno de cuyos agentes estimulantes es la propia transpiración de las plantas, hace que el agua absorbida por las raíces pueda salir fácilmente al exterior, de modo que combinada la transpiración de las plantas con la evaporación directa da lugar al elemento climático conocido como evapotranspiración que nos facilitará el conocimiento de la cantidad de vapor de agua que retorna a la atmósfera en la capa de ella que está más próxima al suelo, es decir, la inversa de la precipitación.

Así como para medir la evaporación directa se emplean los evaporímetros, la medida directa de la evapotranspiración se puede hacer utilizando los lisímetros o evapotranspirómetros, pero existen muchas dificultades para realizar correctamente las medidas, por lo que se han propuesto distintos métodos empíricos que permiten llegar indirectamente a su determinación, partiendo de la medida de otros elementos climatológicos más accesibles como la temperatura, la insolación, etc. como son los métodos de Thornthwaite, Penman o Turc. Todos ellos se basan en la idea de que la evapotranspiración potencial que se define como la cantidad máxima de agua susceptible de perderse en fase de vapor, bajo un clima dado, por la cobertura vegetal continua bien alimentada de agua, está ligada al estado físico de la atmósfera y del suelo. Se expresa, como las precipitaciones, en altura de agua o en volumen de agua por unidad de superficie en que ha caído.

5. BIBLIOGRAFÍA

-
- ESTUDIO CLIMATOLÓGICO DE LA PROVINCIA DE MURCIA. Felipe Saura y Calixto Ferreras. C.E.B.A.S. Murcia 1976.
- ASPECTOS AGROCLIMÁTICOS DE ALGUNAS COMARCAS DEL SUDESTE ESPAÑOL. Calixto Ferreras, Felipe Saura, Carlos González-Sicilia. Revista VRANIA, N.ºs 277-278. Tarragona, 1973.
- CURSO DE CLIMATOLOGÍA. J. M. Jansá Guardiola. Instituto Nacional de Meteorología. Publicaciones Madrid, 1983.
- BOLETÍN DE LA O.M.M. ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL. Julio de 1980, Vol. XXIX, n.º 3.
- AGROMETEOROLOGY. J. Seemann, Chirkov, J. Lomas, B. Primault, Springer-Verlag. Berlín Heidelberg New York, 1979.
- AGROMETEOROLOGY. Proceedings of the International Training Course. Odessa, USSR 1984.
- METEOROLOGICAL ASPECTS OF THE UTILIZATION OF SOLAR RADIATION AS AN ENERGY SOURCE. World Meteorological Organisation Technical Note N.º 172. WMO-Nº 557. 1981.
- ATMÓSFERA, TIEMPO Y CLIMA. Roger G. Barry - Richard J. Chorley. OMEGA, S.A. Barcelona, 1985.
- RADIACIÓN SOLAR Y AGRICULTURA. ENERGÍA Y MEDIO AMBIENTE. Ignacio Martínez Molina. Instituto Nacional de Meteorología. Madrid, 1984.
- THE EARTH'S CLIMATE: PAST AND FUTURE. M.I. Budyko. Academic Press, Inc. Leningrad, 1982.

