

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales

Climatología y Fenología Agrícola

Guía de estudio

Actualización del Apunte de Climatología y Fenología Agrícola del CEA 1979, basado en las clases teóricas del Ing. Agr. Edmundo Damario

Profesora titular	Ing. Agr., Dra. Susana Martínez
Profesora adjunta	Ing. Agr., Dra. Mariana Garbi
Jefes de trabajos prácticos	Ing. Agr., M. Sc., Dra. María Pincioli Ing. Agr., Dra. Lucrecia Puig Ing. Agr. María Eugenia Sánchez de la Torre Ing. Agr. Luciana Dell'Arciprete Ing. Agr. Martín Pardi (Licencia)
Ayudantes diplomados	Ing. Agr. Delfina Guaymasí Ing. Agr. María Herminia Abre Ing. Agr. Marco D'Amico

CONTENIDOS

Programa del curso	6
METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA.....	9
MEDIO FÍSICO: atmósfera y suelo.....	9
La atmósfera: principales características	9
Efecto invernadero	13
El suelo: composición y características.....	14
TIEMPO Y CLIMA.....	15
Datos meteorológicos y climáticos	15
Elementos y factores del tiempo y el clima	16
VARIABILIDAD Y CAMBIO CLIMÁTICOS.....	19
OBSERVACIÓN METEOROLOGICA.....	22
Estaciones meteorológicas	23
Satélites meteorológicos.....	27
RADIACIÓN SOLAR	29
Leyes que aplican a la radiación solar	31
Factores que inciden sobre la radiación	33
Radiación solar en la superficie terrestre	37
Radiación terrestre y de la atmósfera.....	38
Balance de radiación	38
Horas de luz: heliofanía	39
Medición de la radiación	40
Equilibrio energético del sistema tierra - atmósfera	42
TEMPERATURA	44
TEMPERATURA DEL SUELO	45
Importancia meteorológica y biológica	45
Transporte de calor en el suelo	45
Variación diaria y anual de la temperatura del suelo: leyes de Angot.....	50
TEMPERATURA DEL AIRE	55
Procesos de calentamiento y enfriamiento del aire	55
Caracterización de la temperatura	57
Medición de la temperatura	66
HUMEDAD DEL AIRE.....	71
Formas de expresión del vapor de agua en la atmósfera	72
Curva de tensión de saturación	74
Variación del vapor de agua del aire: tensión de vapor y humedad relativa.....	77
Medición de la humedad del aire.....	79
Efectos del movimiento vertical del aire sobre la humedad	81

Estabilidad e inestabilidad de la atmósfera	82
Condensación del vapor de agua	85
Procesos y condensaciones primarias: formación de nubes	88
Procesos y condensaciones secundarias: nieblas, rocío y escarcha	91
Otra forma de condensación: condensación oculta	92
PRESIÓN ATMOSFÉRICA	93
Variación diaria y anual de la presión	94
Isobaras	96
Medición de la presión atmosférica	96
Gradiente barométrico	97
Distribución de la presión en la superficie terrestre	98
VIENTO. MASAS DE AIRE	101
Viento	101
Circulación de la atmósfera	104
Vientos estacionales	107
Variación diaria de la velocidad del viento	112
Medición del viento: dirección y velocidad	112
Masas de aire	114
PRECIPITACIÓN	119
Teorías de la precipitación	119
Clasificación de la precipitación según sus características	121
Tipos genéticos de la precipitación (clasificación según origen)	122
Medición de la precipitación	123
Caracterización climática de la precipitación	125
Valores climáticos comunes	126
Distribución de las lluvias sobre la superficie terrestre	127
EVAPORACIÓN Y EVAPOTRASPIRACIÓN	130
Contenido hídrico del suelo	130
Evapotranspiración potencial y real	133
Factores que inciden sobre la evapotranspiración	134
Medición y estimación de la evapotranspiración	136
Instrumental para la medición de evapotranspiración	136
Estimación de la evapotranspiración potencial	138
BALANCE DE AGUA EN EL SUELO (BALANCE HIDROLÓGICO)	142
Balance hidrológico climático mensual: método de Thornthwaite	143
Balance hidrológico diario	144

Medición de la humedad del suelo	144
Clasificación climática	148
Clasificación climática de Köeppen	148
Clasificación climática de Thornthwaite	149
PRINCIPALES ADVERSIDADES AGRICOLAS DEL TIEMPO Y EL CLIMA	151
HELADAS	151
Instrumental para el registro de heladas	156
Caracterización agroclimática de las heladas	157
Clasificación de las heladas por su efecto visual	160
Índices agroclimáticos de peligrosidad de heladas (ICK)	162
Métodos de lucha y prevención contra heladas	166
SEQUÍA	177
Causas de la sequía	177
Clasificación de las sequías	178
Intensidad del déficit y duración de la sequía	179
Métodos de lucha contra las sequías	180
VIENTO COMO ADVERSIDAD AGROCLIMÁTICA	181
GRANIZO	184
Formación de granizo	185
Lucha antigranizo	186
CLIMA ARGENTINO	189
Radiación solar en la Argentina	191
Temperatura en la Argentina	192
Temperatura media anual	192
Amplitud anual de la temperatura	193
Presión atmosférica y vientos en la Argentina	194
Precipitaciones en la Argentina	195
Heladas en la Argentina	196
Ubicación del clima argentino en las clasificaciones climáticas mundiales	199
Aptitud del clima argentino para los distintos cultivos y razas ganaderas	200
Regiones Forestales	200
Regiones agrícolas	201
Regiones ganaderas	202
FENOLOGIA AGRÍCOLA	204
Aplicaciones de la fenología	204
Observación fenológica	206
Correlaciones fenológicas	210
Intercepción fenológica	210

Métodos de observación.....	211
BIOCLIMATOLOGÍA AGRÍCOLA.....	220
Exigencias y tolerancias meteorológicas de los cultivos	220
Período crítico y de latencia	221
Disposición y estímulo	222
Acción bioclimática de la temperatura del aire	222
La temperatura como índice agroclimático.....	228
Acción negativa de la temperatura: exigencia en bajas temperaturas.....	228
Acción de la temperatura por su variación o amplitud: termoperiodismo.....	235
Radiación solar como elemento bioclimático del crecimiento	241
Radiación solar como elemento bioclimático del desarrollo.....	241
Régimen pluvial y los fenómenos periódicos de los vegetales	245
Caracterización de las exigencias meteorológicas de los cultivos: métodos de investigación en bioclimatología	246
Modalidad bioclimática de los cultivos.....	248
TIEMPO, ENFERMEDADES Y PLAGAS EN LAS PLANTAS	253
Acción de los principales elementos meteorológicos sobre el ciclo biológico de los agentes patógenos	254
Pronóstico de enfermedades y plagas	256
Métodos para establecer criterios y pronósticos	257
Avisos, alarmas y pronósticos	258

PROGRAMA DEL CURSO

UNIDAD TEMÁTICA A. METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA

A.1. La Ciencia Meteorológica: objetivos, ubicación, divisiones. Tiempo y clima: concepto, definiciones. Componentes del tiempo y clima: elementos y factores. Observación meteorológica. Estaciones meteorológicas convencionales y automáticas. Equipos electrónicos de lectura y registro puntual. Estructuras, sensores. Operación. Utilidad.

A.2. El medio físico: a) La atmósfera, composición, características, efecto invernadero natural y antropogénico; b) El suelo: composición, características, el clima del suelo. La biosfera. Superficie activa de intercambio: intercambios de calor y agua: balance calórico y balance hidrológico.

UNIDAD TEMÁTICA B. LOS COMPONENTES DEL CLIMA

B.I. RADIACION Y TEMPERATURA

B.I.1. Radiación solar o de onda corta: características, poder calorífico. Constante solar. Variación del goce de radiación y heliofanía astronómicas según latitud y época del año. Efecto modificador de la atmósfera. Ley del Coseno. Radiación global. Albedo. Radiaciones terrestres y atmosféricas o de ondas largas: características, modificaciones. Balance de radiación. La radiación neta. Instrumental meteorológico para la medición de la radiación.

B.I.2. La temperatura del suelo. Transmisión del calor dentro del suelo: factores y constantes físicas relacionadas. Efectos biológicos de la temperatura del suelo. Régimen térmico del suelo. Variación diaria y anual de la temperatura del suelo con la profundidad; leyes. Influencia del estado, labores y cobertura del suelo sobre su temperatura y el balance calórico. Instrumental para la medición de la temperatura del suelo.

B.I.3. La temperatura del aire. El intercambio de calor suelo – aire. Los procesos de calentamiento y enfriamiento del aire con y sin adición o cesión de calor. Inversión térmica. Variación de la temperatura con la altura. Caracterización climática de la temperatura del aire: Valores absolutos, medios y normales – Variación diaria y anual. Distribución geográfica de la temperatura del aire sobre la superficie terrestre: causas y características. Instrumental para la medición de la temperatura del aire.

B.II. HUMEDAD, PRECIPITACION, PRESION ATMOSFÉRICA Y VIENTOS

B.II.1. La humedad del aire: importancia, medición y formas de expresión. Variación diaria, anual y zonal de la humedad del aire. Instrumental para la medición de la humedad del aire.

B.II.2. Condensación del vapor de agua del aire. Causas, factores. Nubes: características y clasificación. Variación de la nubosidad. Nieblas, neblinas, rocío, escarcha; causas, características e importancia agrícola de cada una.

B.II.3. Precipitación. Clasificación de los hidrometeoros. Precipitación y tipos de nubes. Clasificación de las precipitaciones según el origen. Distribución geográfica de la precipitación sobre la superficie terrestre. Caracterización climática de la precipitación.

Valor de los promedios pluviométricos; variabilidad de las lluvias. Régimen de precipitación. Instrumental para la medición de la precipitación.

B.II.4. Presión atmosférica: importancia y medición. Variación diaria y anual de la presión; Gradiente barométrico. Centros de presión. Distribución geográfica de la presión normal sobre la superficie de la tierra. Instrumental para la medición de la presión atmosférica.

B.II.5. Viento: causas y características. Desviación del viento por rotación terrestre y fricción. Los vientos y los centros ciclónicos y anticiclónicos. Circulación general de la atmósfera. Circulaciones especiales: estacionales y locales. Instrumental para la medición del viento. Cortinas forestales.

B.II.6. Masas de aire: origen, características, evolución y clasificación. Frentes fríos y calientes: características.

UNIDAD TEMÁTICA C. FENOLOGIA

C.1. Fenología: definición y campo de acción. Relación con otras disciplinas biológicas. Divisiones de la Fenología: fenología agrícola, ganadera y forestal.

C.2. Métodos de observación fenológica. Selección del material observacional y fases a observar. Fenoestación. Observación en plantas y cultivos herbáceos y arbóreos. Registros fenológicos. Observación de plagas, enfermedades y malezas. Planillas. Información fenológica.

C.3. Observaciones biológicas complementarias (fenométricas): observaciones sobre el crecimiento y rendimiento (producción) cuantitativo en plantas.

C.4. Observaciones fenológicas y fenométricas en campo

UNIDAD TEMÁTICA D. EL CLIMA Y LA AGRICULTURA

D.1. La bioclimatología Agrícola. Las exigencias y tolerancias meteorológicas y climáticas de los cultivos con relación a las fases y subperiodos. Periodos críticos y de latencia. Métodos de investigación bioclimática: ensayos geográficos y de siembras continuadas periódicas, ensayos en ambientes de clima controlable.

D.2. La temperatura como factor bioclimático en el crecimiento y desarrollo de los cultivos. Suma de temperaturas: métodos de cálculo (directo y residual). Tiempo térmico. Exigencias de las plantas en bajas temperaturas. El termoestadio de los cereales: vernalización. Las horas de frío y los frutales de hoja caduca. Acción bioclimática de la amplitud térmica anual y diaria, termoperiodismo anual, diario y asincrónico. Cálculo de horas de frío, constante térmica, suma de temperaturas (grados día).

D.3. La duración del día como factor bioclimático. Fotoperiodismo. Exigencias y clasificación de las plantas en relación con la variación anual del fotoperíodo.

D.4. Las condiciones de tiempo y clima y las plagas (animales y/ o vegetales) de los cultivos. Pronósticos agrometeorológicos de aparición y difusión de plagas.

UNIDAD TEMÁTICA E. EVAPOTRANSPIRACIÓN Y BALANCE HIDROLÓGICO DEL SUELO

E.1. Evaporación y evapotranspiración: concepto, causas y factores. Evapotranspiración potencial y real. Estimación de la Evapotranspiración potencial. Instrumental de evaporación y Evapotranspiración.

E.2.-El balance hidrológico del suelo: elementos, fórmulas y tipos de balance. El almacenaje del agua en el suelo; constantes físicas del suelo en relación con el almacenaje. Tipo y movilidad del agua edáfica. La medición periódica continuada del grado de humedad del suelo. Cálculo del balance hidrológico climático mensual en localidad húmeda, seca y casos especiales, en función de elementos meteorológicos, ajustes y aplicaciones. Clasificaciones climáticas (Köppen y Thornthwhite). Representaciones gráficas.

UNIDAD TEMÁTICA F. PRINCIPALES ADVERSIDADES AGRÍCOLAS DEL TIEMPO Y CLIMA

F.1. Las heladas y la agricultura. Proceso meteorológico de la helada y factores concurrentes. Tipos de heladas: de advección, de radiación y mixtas; heladas blancas y negras. Protección de los cultivos contra el daño de las heladas. Métodos indirectos. Ubicación de cultivos, elección de especie, de variedad y época de cultivo, prácticas culturales. Métodos directos de lucha: cubiertas, nieblas y humos artificiales, calentamiento y remoción de aire. Riego de inundación y por aspersión. Aspecto técnico de cada método. Caracterización agroclimática del régimen de heladas; épocas de ocurrencia, fechas medias y extremos de primeras y últimas heladas; períodos libres de heladas, intensidad, frecuencia y probabilidad. Peligrosidad de las heladas.

F.2. Granizo, formación, métodos de lucha.

F.3. Vientos Medición del viento Escala Beauford. Objetivo de las Cortinas forestales

F.4. Las sequías y la agricultura. Concepto meteorológico y agrometeorológicos de sequía. Tipos de sequías.

UNIDAD TEMÁTICA G. EL CLIMA ARGENTINO

G.1.- Principales causas determinantes del clima argentino: latitud, continentalidad, relieve, suelo y vegetación, sistemas báricos, corrientes marinas, etc.

G.2.- Características principales del clima argentino. Régimen de radiación solar. Régimen térmico: características y repercusiones agropecuarias. El régimen de heladas y sus consecuencias agrícolas. Régimen pluvial. Distribución estacional de las precipitaciones en las distintas regiones. Balance hídrico del país y sus consecuencias agrícolas. Condiciones y zonas de aridez y semiaridez. Las sequías en la República Argentina: sus causas y características. Estados típicos del tiempo en la República Argentina.

G.3.- Aptitud del clima argentino para los distintos cultivos, razas ganaderas y especies forestales.

METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA

El aumento de la población mundial impone la necesidad de incrementar la cantidad de alimentos producidos, lo que debe planificarse en un marco que también asegure la sustentabilidad de los sistemas productivos y el planeta. Entre las vías posibles para el aumento de la producción, se encuentran:

- a) Mejorar la eficiencia de las áreas productivas
- b) Incorporar áreas no fértiles por medio de la sustentabilidad
- c) Aumentar los rendimientos, incorporando técnicas nuevas como la biotecnología o la ingeniería genética

Para esto es imprescindible conocer los elementos productivos y sus asociaciones: a) Físicos, como el suelo y la atmósfera, b) Biológicos, como las plantas y animales y la interrelación entre ellos. Cada uno de estos elementos puede actuar en forma independiente en el proceso productivo o en interrelación entre ellos.

La **biosfera** es la capa constituida por agua (hidrósfera), tierra (litosfera) y una masa delgada de aire (atmósfera), en la que se desarrolla la vida. Todos los organismos vivos necesitan que la biosfera en la que viven les provea o satisfaga ciertas condiciones. Es por ello por lo que los cultivos y/o razas ganaderas posibles en un lugar están determinados por las condiciones del medio físico. Por ejemplo, las grandes formaciones vegetales son definidas por el clima de un lugar. Esto no significa que dos lugares con iguales condiciones atmosféricas tengan iguales formaciones vegetales; pero sí que iguales formaciones vegetales naturales son producto de la actuación de iguales condiciones atmosféricas. Esas mismas condiciones son las que caracterizan otro elemento importante: el suelo. Las condiciones de fertilidad de un suelo dependen tanto de su clase como de sus variaciones a través del tiempo y de cómo incidan las condiciones atmosféricas.

MEDIO FÍSICO: ATMÓSFERA Y SUELO

Los fenómenos agrometeorológicos se desarrollan en la atmósfera y el suelo; siendo de sumo interés el intercambio de energía y agua que se produce en la superficie de separación entre ambos.

La atmósfera: principales características

La atmósfera es la envoltura gaseosa que rodea a la tierra, y está formada por una mezcla de gases, y otros elementos no gaseosos, como polvo atmosférico, seres microscópicos o partes de seres macroscópicos.

Estos elementos casi no varían en los 12 primeros km; en esa zona los movimientos verticales del aire determinan una mezcla de los componentes y la consiguiente homogeneidad. En la Tabla 1 se presenta un resumen de la composición atmosférica.

Tabla 1. Composición gaseosa de la atmósfera

Componentes gaseosos (sobre volumen de aire seco)		Componentes no gaseosos
Componentes fijos	Componentes variables	
Nitrógeno 78,08 %	Vapor de agua 0 a 4 %	<i>Polvo atmosférico:</i>
Oxígeno 20,94 %	Dióxido de carbono 0,036 %	Cenizas volcánicas
Argón 0,93 %	Metano 0,00017 %	Tierra muy fina
Neón 0,0018 %	Óxido nitroso 0,00003 %	Hollín
Helio 0,0005 %	Ozono 0,000004 %	<i>Materia viva microscópica:</i>
Hidrógeno 0,00005 %	Clorofluorocarbono 0,00000002 %	Bacterias, hongos Esporos de hongos Polen
Criptón indicios		
Xenón indicios		

El oxígeno se encuentra como O° (en capas superiores), O_2 y O_3 . El O_3 (ozono) es capaz de absorber e interceptar las radiaciones ultravioletas (UV) del sol, nocivas para la vida.

El CO_2 producido por la respiración de los animales y los vegetales tiene, desde el punto de vista biológico, la importancia de mantener la vida. Desde el punto de vista meteorológico, el CO_2 absorbe la radiación calorífica. El gran regulador de CO_2 es el H_2O que lo disuelve.

Hay otros constituyentes en el aire puro, por ejemplo, el H_2O (puede estar en tres formas: líquida, gaseosa y sólida, como cristales de hielo, en nubes muy altas). Desde el punto de vista meteorológico es muy importante, pues el agua al pasar de un estado a otro es una fuente de producción o absorción de energía. La mayor parte está como gas o vapor y actúa absorbiendo radiaciones caloríficas (infrarroja o de onda larga) emitida desde la tierra, y volviendo a emitirlas hacia arriba y abajo, devolviendo por lo tanto parte del calor, generando el efecto invernadero natural de la atmósfera, transformándose en un amparo térmico.

Otro componente atmosférico está constituido por elementos no constantes en la atmósfera, las impurezas (sólidas): polvo atmosférico, tierra, hollín (proveniente de las combustiones) y en especial, una cantidad grande de sales.

Estas partículas (núcleos de condensación) son importantes para la condensación del vapor de H_2O . Sin ellas no habría condensación.

El conjunto de los gases que componen la atmósfera (sin contar las partículas sólidas) es elástico y compresible (todos los gases lo son), y ejercen una presión o peso. El peso del aire se manifiesta sobre la superficie terrestre como presión atmosférica. A medida que se asciende, la presión atmosférica disminuye, pues disminuye por un lado la densidad del aire y por el otro, el espesor de las capas de gases. Por lo tanto, disminuye considerablemente la presión atmosférica. Si a nivel del mar es aproximadamente de 1 kg.cm^{-2} a 5.000 m de altura es la mitad, y a los 10.000 m la cuarta parte.

En la atmósfera se produce también una modificación de la temperatura con la altura, lo que se llama **estratificación atmosférica**. Esa división tiene en cuenta la temperatura de cada capa y el movimiento prevalente de las corrientes de aire que componen estas capas (Figura 1). En la atmósfera se identifican las siguientes capas:

Tropósfera (0-12 km): se caracteriza por los movimientos verticales del aire, que hacen una mezcla total de los gases. Allí se desarrollan la mayor parte de los procesos meteorológicos y principalmente los del agua. Por ejemplo, las nubes más altas están entre los 10 y 12 km de altura. Dentro de la tropósfera, la disminución de la temperatura con la altura es de **6,5 cada $^{\circ}\text{C}$ por 1.000 m de altura (gradiente¹ normal de temperatura)**. Esta disminución de la temperatura con la altura se da porque el aire no se calienta por efecto directo de la radiación solar, el aire se enfriá o calienta mayoritariamente por el contacto con la superficie. Por lo tanto, la temperatura será mayor en la superficie que en capas superiores. El efecto del calor de la superficie terrestre se extiende hasta el fin de la tropósfera. Los gradientes más altos de temperatura se dan hasta los 0 – 2 m de altura (atmósfera adyacente). Hasta los 4000 m se encuentra la denominada “capa de perturbaciones”, con movimientos verticales y horizontales del aire, y es donde se producen la mayoría de los fenómenos meteorológicos que se registran en la superficie terrestre. Además, es la capa inferior de la troposfera donde se desarrolla la mayor parte de la vida vegetal, y donde las condiciones ambientales posibilitan la producción agropecuaria y forestal.

Tropopausa: límite que marca el fin de la troposfera, finalizando la disminución de la temperatura con la altura.

¹ Gradiante: variación de un elemento con la distancia vertical u horizontal.

Estratosfera (desde la tropopausa hasta 80 km de altura): se caracteriza por movimientos horizontales del aire y con vientos hacia el oeste (a causa de la rotación de la tierra al este). **La composición gaseosa es equivalente a la anterior, a diferencia de la concentración de O₃, que aumenta con la altura, siendo máxima entre los 20 y 30 km.** Este hecho es de suma importancia para la vida en la Tierra, dado que este gas absorbe gran parte de la radiación UV que proviene del sol, y que sería letal para la vida.

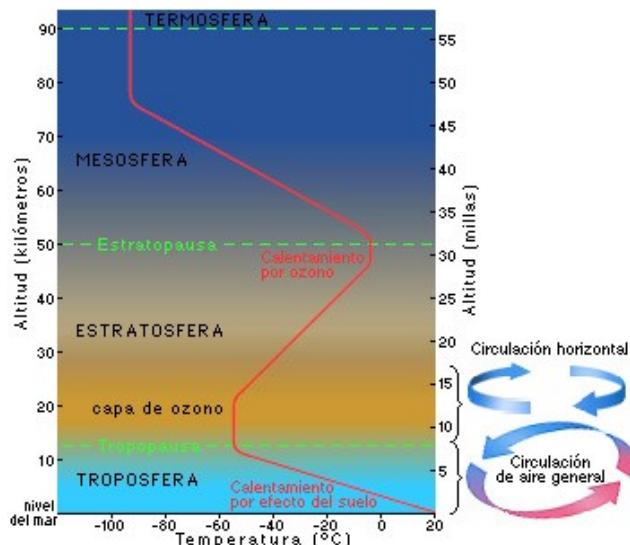
La estratosfera tiene dos zonas:

1. Isotérmica: entre los 12 y 35 km, en la que no hay variación de la temperatura con la altura
2. Caliente: entre los 35 y 50 km, donde la temperatura asciende en forma marcada, hasta una diferencia de 130 °C en 10 km (desde -50 hasta +80 °C). Se supone que aquí se disuelven los meteoros. La alta temperatura se debería a la absorción de radiaciones ultravioleta por el ozono, lo que elevaría la temperatura.

Mesósfera (50 a 80 km): la temperatura comienza nuevamente a disminuir con la altura hasta su límite superior (mesopausa), donde se alcanza la temperatura más baja de la atmósfera (-95 °C).

Termósfera: capa de muy baja densidad, con gradiente térmico positivo por la absorción de radiación UV por parte de los átomos de oxígeno. Entre los 100 y 300 km se producen las auroras polares.

Exósfera: por encima de los 600 km, compuesta por partículas ionizadas.



Fuente de la imagen: Capas de la atmósfera. Proyecto Biósfera. Ministerio de Educación, Cultura y Deporte. Gobierno de España. Disponible en http://recursostic.educacion.es/ciencias/biosfera/web/profesor/galeria_imagenes/images/Gratmosf.jpg

Figura 1. Capas de la atmósfera y variación de la temperatura con la altura

Efecto invernadero

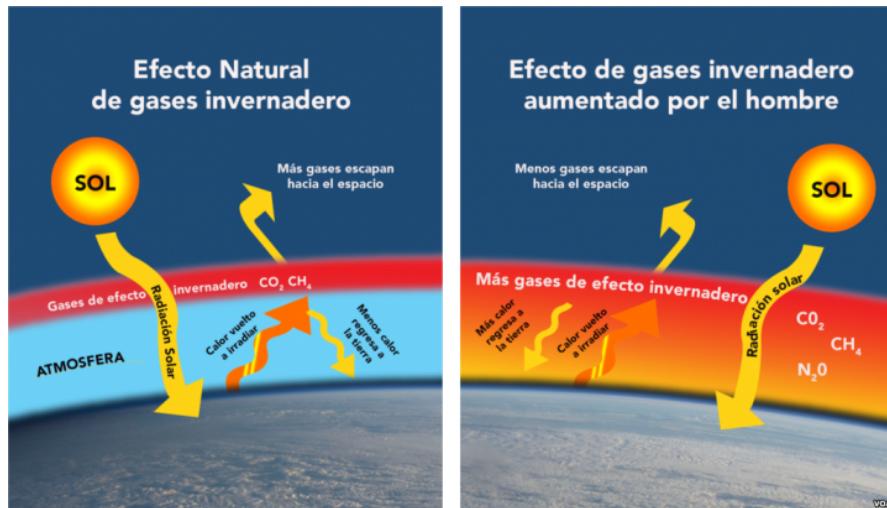
Efecto invernadero natural: fenómeno natural que ocurre en la Tierra, gracias al cual la temperatura del planeta es compatible con la vida. Este efecto se produce por la presencia en la atmósfera de gases con efecto invernadero (GEI) (Tabla 2), que son aquellos mencionados como de composición variable (dióxido de carbono, metano, óxido nitroso, vapor de agua). Los gases con efecto invernadero permiten, sin mayores obstáculos, la llegada de la radiación solar (radiación de onda corta) a la superficie terrestre, la que se calienta y emite rayos infrarrojos (ondas caloríficas) que son absorbidos y reemitidos por estos gases. Esto posibilita la vida en la tierra, dado que sin este efecto la temperatura del planeta adquiriría valores de temperatura mayores a 95 °C durante el día y menores a - 180 °C durante la noche, en lugar de permitir que en la superficie terrestre la temperatura media anual se mantenga en el orden de los 14 °C.

Efecto invernadero antropogénico: fenómeno provocado por el hombre, mediante la emisión de gases con efecto invernadero (GEI) que aumentan el fenómeno natural. Estos gases no sólo son importantes por su concentración, sino por el tiempo de permanencia en la atmósfera.

La Figura 2 muestra un esquema del efecto invernadero natural y antropogénico.

Tabla 2. Fuentes naturales y antropogénicas de gases con efecto invernadero.

GEI	Fuentes naturales	Fuentes antropogénicas
Dióxido de carbono	Erupciones volcánicas Incendios forestales naturales Descomposición de materia orgánica en presencia de oxígeno Respiración	Combustión de combustibles fósiles (cerca del 60% de los GEI antropogénicos) Permanencia en atmósfera: 100 – 150 años
Metano	Humedales Descomposición de materia orgánica en ambientes anaeróbicos Océanos	Extracción y quema de combustibles fósiles Cría de ganado Arrozales Permanencia en atmósfera: 15 años
Óxido nitroso	Acción microbiana sobre compuestos nitrogenados Ecosistemas naturales Océanos	Uso irracional de fertilizantes nitrogenados Quema de combustibles Fabricación del nylon Permanencia en atmósfera: 100 – 150 años
Vapor de agua	Indirectamente influenciada por la acción del hombre, por el aumento de la temperatura	



Fuente de la imagen. Ecología hoy. Disponible en: <https://ecologiahoy.net/efecto-invernadero/efecto-invernadero/>

Figura 2. Esquema del efecto invernadero natural y antropogénico

EL SUELO: COMPOSICIÓN Y CARACTERÍSTICAS

El suelo es el asiento de plantas y el medio de reacciones biológicas. Hay dos elementos fundamentales que deben ser estudiados con preferencia: las variaciones de temperatura y de humedad. Estos elementos y sus variaciones forman el clima del suelo.

El suelo es un sistema disperso con 50% en volumen de materia sólida (compuestos orgánicos y minerales), 25% de agua (humedad) y el otro 25% de aire (Figura 3).

La composición del aire del suelo es aproximadamente igual a la composición del aire de la atmósfera, y hay un intercambio constante entre ambos. Sin embargo, el aire del suelo tiene una composición alterada por los procesos de descomposición y respiración que se realizan dentro de ese suelo. Tal es así que el aire del suelo tiene una cantidad aproximada de N de 78%, pero la cantidad de oxígeno es menor (10-20%), con una cantidad elevada de CO₂ hasta (10-15% en volumen).



Figura 3. Composición del suelo

En la zona de contacto entre el suelo o agua y la atmósfera (capas de aire) se establece una capa o línea límite que constituye una **superficie activa de intercambio**, en la que se produce un constante intercambio de energía (calor) y agua, que comprenden el balance de calor y balance de agua.

TIEMPO Y CLIMA

Tiempo: estado de la atmósfera en un momento breve (un día, una semana, un mes). El término tiempo se refiere a un estado transitorio de la atmósfera, que puede ser representativo o no del lugar. Ejemplos: la temperatura del 13 de junio de 1987 en La Plata fue de 13,4 °C; ayer llovieron 23 mm en Chivilcoy; se registraron ráfagas de 40 km/h el fin de semana en Mar del Plata.

Estos fenómenos que ocurren en el corto plazo (pudiendo basarse en observaciones aisladas o hechas en cortos períodos de tiempo) son objeto de estudio de la **Meteorología**, que se ocupa del estudio de la atmósfera en toda su extensión. Esta disciplina se orienta también a la preparación y distribución de pronósticos.

Clima: estado atmosférico normal medio más frecuente en un lugar. El clima es el conjunto de los estados del tiempo que caracterizan las condiciones atmosféricas en un punto de la superficie terrestre. Ejemplos: la temperatura media del mes de junio en Balcarce es de 8,1°C (1931-1960); las precipitaciones medias anuales de Victoria, Entre Ríos (1931-1960) son de 986,5 mm.

Así, la **Climatología** se ocupa de los fenómenos que ocurren en el largo plazo, basándose en observaciones que se realizan de manera regular durante muchos años (30 años), estudiando las capas de la atmósfera en inmediato contacto con la superficie terrestre. Su objetivo es establecer el comportamiento del clima por zonas, sin hacer previsiones inmediatas.

Datos meteorológicos y climáticos

Meteorológicos: datos puntuales obtenidos en un tiempo breve (una hora, un día, una semana, un mes, un año), correspondientes al tiempo del lugar, se utilizan en la confección de cartas del tiempo, pronósticos, balances hídricos diarios, etc.

Climáticos: son datos estadísticos que surgen de trabajar con registros acumulados una serie de años (un mínimo de 30 años). Aplicando métodos estadísticos a los datos de observación reunidos durante largos años en un mismo lugar se deducen sus valores promedios o normales, se calcula la probabilidad de que los valores efectivos se aparten más o menos del normal y

se establecen los límites extremos entre los cuales los apartamientos pueden oscilar. Estos trabajos estadísticos conducen a la determinación de las leyes que rigen los distintos fenómenos en estudio y la **caracterización** del clima de un lugar.

Elementos y factores del tiempo y el clima

El clima o el estado del tiempo durante un lapso determinado queda caracterizado cuando se enumeran o expresan los valores de los distintos fenómenos meteorológicos que se presentan. Esos fenómenos meteorológicos que conjuntamente conforman y caracterizan el estado del tiempo, aisladamente representan los **elementos del clima o el tiempo**. Los elementos fundamentales del tiempo son: radiación solar, temperatura, presión atmosférica, viento, humedad atmosférica, nubosidad, precipitación, fenómenos eléctricos o acústicos. Los elementos se pueden clasificar en:

Continuos o permanentes: aquellos que siempre se encuentran presentes en la atmósfera de un determinado lugar, por ejemplo: presión atmosférica, humedad del aire, temperatura, radiación solar.

Discontinuos o aperiódicos: todos aquellos que no poseen una presencia constante en la atmósfera, por ejemplo: precipitación, viento.

Los elementos se pueden presentar con distinta magnitud sobre los distintos lugares, como consecuencia de la acción de los factores del clima.

Factores del tiempo y el clima

Son las causas que producen variaciones o modificaciones sobre los elementos. Pueden clasificarse según su origen de la siguiente manera:

I) Factores de orden astronómico

Los factores de orden astronómico tienen importancia fundamental en la forma en que se recibe la radiación solar sobre la superficie terrestre. Estos son:

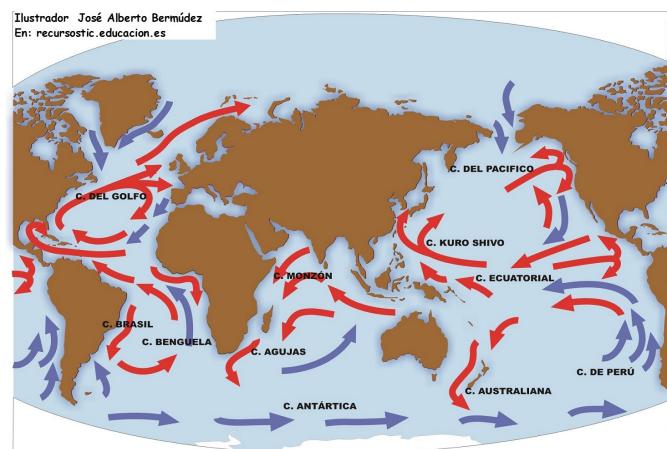
- *Movimiento de traslación y rotación:* determina las estaciones y la duración de días y noches

II) Factores de orden geográfico

- *Latitud:* distancia angular entre la línea ecuatorial y un punto determinado de la Tierra, medida a lo largo del meridiano en el que se encuentra dicho

punto. Determina la posición con respecto al Sol, por lo que incide en la cantidad de radiación solar recibida y horas de luz, según la época del año.

- **Distribución de tierras y mares:** la temperatura del aire se eleva fundamentalmente por el contacto directo con la superficie. A igual cantidad de energía solar recibida, el suelo y el agua acusan distinto nivel de calentamiento. En los continentes, la temperatura llega a valores muy altos durante el día y más bajos durante la noche; en comparación a lo que ocurre en los mares. Entonces, en función de la proporción de tierras y mares, en el hemisferio sur se menciona un efecto de oceanidad y en el hemisferio norte un efecto de continentalidad, lo que influirá, por ejemplo, sobre la amplitud térmica diaria (diferencia de temperatura entre el día y la noche)
 - **Altura sobre el nivel del mar:** este factor influye sobre la temperatura, la presión atmosférica y la precipitación. Al aumentar la altitud, la temperatura disminuye. Por otra parte, en las laderas expuestas a vientos húmedos, la cantidad de lluvia aumenta con la altura hasta aproximadamente los 900 a 2500 msnm.
 - **Corrientes oceánicas o marinas:** son movimientos de masas de agua que se dan en los océanos o en los mares más extensos (Figura 4). Su formación se debe al movimiento de rotación de la tierra, los vientos, la geografía de los continentes y las diferencias de salinidad o temperatura. Pueden ser frías o cálidas e inciden sobre la distribución de la temperatura, influyendo sobre las isoterma² anuales. Según su característica, influyen sobre la temperatura de los territorios a los que se aproximan. Por ejemplo, paralela a la costa de Chile y Perú existe una corriente



Fuente de la imagen: Bermúdez, J.A. Centro de Recursos Digitales. EducarChile. Disponible en: <https://centroderecursos.educarchile.cl/handle/20.500.12246/182>
87

Figura 4. Representación esquemática de las corrientes marinas y oceánicas.

Azul: corrientes frías.
Rojo: corrientes cálidas

² Isoterma: línea que en los mapas meteorológicos une los puntos de lugares de la superficie terrestre que tienen la misma temperatura media anual.

fría que corre de sur a norte, determinando que la costa del Pacífico en Sudamérica tenga una temperatura media anual más baja que las costas del Atlántico.

- **Barreras orográficas:** la presencia de cadenas montañosas influye sobre la distribución de las lluvias. Ocasionalmente, sobre los grandes sistemas montañosos pueden desarrollarse vientos fuertes, intensos, secos, cálidos. Este tipo de viento se denomina Foëhn, y es característico de Europa Central (Alemania), las Rocallosas (USA), y en nuestro país el Zonda, que se produce en la zona cuyana (Figura 5).

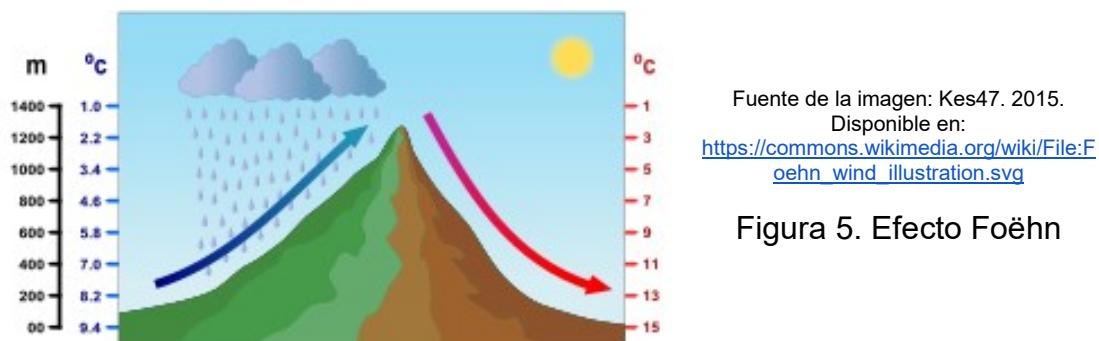


Figura 5. Efecto Foëhn

III) Factores de orden meteorológico

- *Distribución de la presión atmosférica sobre la superficie terrestre:* las diferencias de presiones entre regiones vecinas dan origen a los vientos, cuya dirección depende de la distribución anual de la presión atmosférica. El viento sopla siempre desde las altas hacia las bajas presiones. Los vientos pueden contener humedad variable, según provenga de lugares con masas de agua o no, por lo que, dependiendo de esto, pueden darse precipitaciones o no. El viento puede modificar también las condiciones térmicas de un lugar. De esta manera, la distribución de la presión atmosférica sobre la superficie terrestre influye sobre los movimientos de masas de aire, pudiendo modificar condiciones de temperatura y humedad.

IV) Factores de orden local o microfactores

A nivel local pueden darse condiciones de relieve, tipo de suelo, cobertura del suelo, etc. que van a actuar sobre la forma en que se recibe la radiación solar y su cantidad, así como en el grado de exposición a los vientos dominantes, entre otros elementos. Así, son de importancia: la topografía local, el tipo de suelo (arenoso, arcilloso, agua, hielo) y el tipo de cobertura de la superficie (cubierta vegetal, hielo, nieve).

Por ejemplo, si se considera un establecimiento ubicado en una llanura, pero que presenta pequeñas depresiones en los bajos, con predominancia de suelo franco-arcilloso³, pero algunos sectores con mayor contenido de arena y, por lo tanto, más claros, se observarán condiciones diferentes de calentamiento y enfriamiento en distancias cortas. La inclinación de los lugares con pendiente determinará el ángulo con el que inciden los rayos solares, la orientación de la pendiente, el tiempo de exposición a la radiación, etc.

VARIABILIDAD Y CAMBIO CLIMÁTICOS

Variabilidad climática: son perturbaciones que oscilan alrededor de un valor medio climático, siendo el promedio de estas próximo a la nulidad. Se dan en forma aleatoria o con una periodicidad de pocos años. Son similares en su naturaleza a lo que se produce en el ciclo diario o anual, pero se dan en ciclos más prolongados, de 10 a 100 años. También pueden presentarse como una discontinuidad o salto repentino, desde su estado corriente a un estadio diferente o puede presentarse una tendencia descendente o ascendente continua antes de alcanzar un nuevo estado de referencia o nivel de base estable. Un ejemplo de variabilidad climática es el fenómeno ENSO (El Niño Oscilación Sur, siglas en inglés). El ENSO se refiere tanto al evento de El Niño como de La Niña, es cíclico, tiene inicio y tiene fin. Su intensidad está dada por el nivel de calentamiento que tiene el océano Pacífico tropical en una región específica utilizada como referencia

Cambio climático⁴: se refiere a variaciones importantes en alguno de los componentes del sistema que producen una alteración en su equilibrio, dando lugar a un equilibrio nuevo tras un período de transición entre ambos. Estos cambios se mantienen en el tiempo, definiéndose por cambios que se dan a gran escala temporal (cientos a miles de años) y espacial (a nivel planetario o hemisférico). Como consecuencia del cambio climático, el sistema no vuelve ya a su estado anterior, sino que evoluciona hacia un nuevo estado, hasta alcanzar un nuevo equilibrio.

Según científicos del Panel Internacional sobre Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés), si la tendencia observada hasta la actualidad continúa, la

³ Suelo que presenta bastante arcilla pero que cuenta también con limo y arena, por lo tanto, su color es más oscuro que el de un suelo con predominancia de arena.

⁴ Más información sobre este tema puede encontrarse en la publicación “Fluctuaciones climáticas y variabilidad temporal del clima en el norte argentino – 1931-2005” de la Prof. María E. Pérez. Disponible en: <https://hum.unne.edu.ar/revistas/geoweb/Geo6/contenidos/clima1.htm>.

temperatura global aumentará entre 3 °C y 5 °C para el año 2100 con respecto a los niveles preindustriales. Este aumento de la temperatura producido fundamentalmente, por efecto invernadero antropogénico trae graves consecuencias en los distintos sistemas.

Estas consecuencias consisten en modificaciones en los patrones de lluvia, el alza en el nivel del mar, la reducción y la pérdida de la criósfera y los cambios en la ocurrencia e intensidad de los eventos climáticos extremos, como aumento en la frecuencia y duración de olas de calor, sequías e inundaciones debido al aumento en la frecuencia, intensidad y cantidad de episodios de precipitaciones intensas a escala mundial.

Según los expertos, las acciones que deben seguirse son la **mitigación** y la **adaptación**.

Mitigación: conjunto de acciones humanas que buscan reducir la emisión de gases efecto invernadero (GEI) y mejorar sus sumideros. Entre las medidas de mitigación pueden mencionarse: impulsar proyectos de mayor eficiencia y de cambio en la matriz energética, reducir las emisiones generadas por la deforestación y la degradación de bosques, el establecimiento de fondos y fideicomisos verdes con la finalidad de financiar la adquisición de nuevas tecnologías aplicables a los sectores productivos que generan mayor contaminación. La participación en el mercado de carbono y la aplicación de impuestos sobre las emisiones de carbono (aunque estos instrumentos aún no tienen una presencia importante en América Latina).

Adaptación: proceso de ajuste al clima actual o esperado y sus efectos. Entre las medidas de adaptación figuran: generar fuentes de energía renovable, sistemas de transporte más eficientes, motores eléctricos más eficientes, ciudades más arboladas, manejo forestal sostenible, gestión de residuos y dentro del sector agrícola: recuperación de pastos degradados con pasturas mejoradas, conservación de la biodiversidad, manejo silvopastoril, producción agrícola en invernaderos para protección de cultivos, manejo integrado y ecológico de plagas, mejora de los reservorios de agua y de la infraestructura para la captación de agua de lluvia.

Finalmente, es importante pensar que los impactos del cambio climático son heterogéneos en la población y generalmente impactan con mayor fuerza a aquella población que pertenece a los grupos de ingresos más bajos, a la población infantil y a la población de edad avanzada, a pesar de que ellos no sean los principales emisores de GEI, pero también impactan en nuestra economía.

Bibliografía

Cepal - Unión Europea 2022. Medidas de mitigación y adaptación al cambio climático en América Latina y el Caribe
https://www.cepal.org/sites/default/files/news/files/sintesis_pp_cc_medidas_de_mitigacion_y_adaptacion.pdf

Cepal (Comisión Económica para América Latina y el Caribe). 2014. La Economía del Cambio Climático en América Latina y el Caribe. Paradojas y Desafíos del Desarrollo Sostenible, Naciones Unidas, Santiago, Chile.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2013. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Climate Change 2013: The Physical Science Basis: Final Draft Underlying ScientificTechnical Assessment, Stockholm, Sweden.

IPCC 2018. 48^a reunión del ICPP, Resumen Técnico
https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/2/2019/09/SR15_Summary_Volume_spanish.pdf

OBSERVACIÓN METEOROLÓGICA

La meteorología como ciencia cubre todas las actividades humanas, y su aplicación se subdivide en ramas, según su objeto de estudio: meteorología aeronáutica, meteorología marítima, meteorología humana, meteorología médica, meteorología sinóptica (que estudia los procesos atmosféricos en un tiempo dado, y en una región dada, o lugar geográfico, y su evolución posterior, para dar el pronóstico del tiempo), entre otras.

La **meteorología agrícola** estudia las reacciones y el comportamiento de los diferentes cultivos y ganados de explotación económica, en relación con las condiciones, las magnitudes y las variaciones de los procesos atmosféricos.

En la Meteorología la colaboración internacional brinda muchos beneficios. Esta colaboración se inicia con las comparaciones entre lugares, y para ello se usan iguales técnicas, logrando que las observaciones sean comparables. Con el objetivo fundamental de asegurar y facilitar la cooperación entre los servicios meteorológicos de distintos países, promover y unificar los instrumentos de medida y los métodos de observación, en 1950 se creó en el seno de la ONU la Organización Meteorológica Mundial (OMM) (<https://public.wmo.int/es>). En la actualidad cuenta con 193 estados miembros y territorios, y tiene su sede central en Ginebra, Suiza.

En la Argentina, la observación meteorológica nació en 1801. En 1872 Sarmiento creó por ley lo que hoy se llama el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) (<https://www.smn.gob.ar/>). En la actualidad hay 125 estaciones sinópticas de superficie, además de otras oficinas que elaboran y/o difunden pronósticos y alertas especiales para la aviación.

La **observación meteorológica** es la medición y determinación, por apreciación visual o mediante instrumentos específicos, de los elementos del tiempo. Para ser válidas y comparables, estas observaciones deben cumplir ciertos requisitos. Deben ser:

- Sistemáticas
- Uniformes
- Ininterrumpidas
- Horarios fijos

Las observaciones deben ser realizadas en momentos específicos del día para que puedan ser comparables con otras estaciones de observación. Los horarios establecidos por OMM son los correspondientes a la hora de Greenwich ($0^{\circ} 6'$ longitud Este - hora Z o M UTC). En la Argentina, a esta hora se le deben restar 2 o 3 horas según la época del año (Meridiano 30° o 45°). Las observaciones diarias pueden tomarse en forma horaria, cada tres horas, cada cuatro horas, o una vez al día, dependiendo de la finalidad de la estación

meteorológica. Las observaciones deben hacerse invariablemente en las horas indicadas y su ejecución en el menor tiempo posible. Al momento de realizar las observaciones deben registrarse en primer lugar aquellos elementos que varían rápidamente (humedad y temperatura del aire), finalizando con los de menor variación (presión atmosférica).

Los elementos climáticos son medidos y observados en una **Estación Meteorológica**. Las observaciones se denominan directas cuando son realizadas por apreciación visual (visibilidad, nieblas, nubes) o lectura de un instrumento (termómetros, pluviómetro). Cuando los datos quedan registrados en el instrumento (termógrafo, pluviógrafo) se llaman **lecturas registradas**.

La observación meteorológica tiene como fin inmediato la recopilación de datos que, cuando son obtenidos en entidades oficiales, se concentran en el Servicio Meteorológico Nacional para ser depurados y sometidos a diferentes procesos:

Proceso Elemental: obtención de promedios anuales, mensuales, valores diarios.

Procesos Secundarios: determinación de frecuencia, desvíos y cuartiles.

Procesos Terciarios: obtención de tendencias.

ESTACIONES METEOROLÓGICAS

Son lugares donde se realizan las observaciones meteorológicas. Dentro de estos espacios se encuentran los instrumentos destinados a la medición de los diferentes elementos del clima. En función de los equipos que posean se las clasifica en:

Sinópticas: se obtienen datos meteorológicos horarios que permiten conocer en una amplia región el estado del tiempo. Las cartas del tiempo se realizan con los datos recopilados cada tres horas. Los pronósticos del tiempo se preparan con esta información en el Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Las clases de estaciones sinópticas son dos: de superficie y de altura, pudiendo ser terrestres o marítimas.

Climáticas: recopilan datos para el conocimiento del clima de un lugar. Las observaciones se realizan en forma ininterrumpida en registros estadísticos expresando valores medios. Estas observaciones se realizan en horas predeterminadas: 8, 14 y 20 horas ó 9, 15 y 21 horas. Las estaciones meteorológicas climáticas pueden ser:

- a. Principales: poseen instrumental completo
- b. Normales: poseen menor cantidad de instrumentos y registros
- c. Auxiliares: solo recopilan datos de temperatura y precipitación.

Especiales: se utilizan para mediciones especiales como polución. No son permanentes ni tienen un instrumental definido. El equipamiento depende de los registros que deban tomarse, en función de los estudios a realizar.

Aeronáuticas: son las que registran información para la aeronavegación.

Agrometeorológicas: además de datos meteorológicos, se registran datos biológicos, como aparición de plagas o enfermedades, fenológicos (aparición, desaparición y transformación de órganos vegetales), o de incidencia de adversidades climáticas (helada, sequía, granizo). Su finalidad es agrícola y económica. Los datos (observación agrometeorológica) que se registran en estas estaciones son más complejos ya que relacionan sistemas físicos con biológicos. Se clasifican en:

Principales: se apoyan en estaciones climáticas que aportan datos meteorológicos. Poseen instrumental especial para realizar estudios bioclimáticos. Cuentan con campos para ensayos experimentales. En nuestro país la principal se encuentra en INTA Castelar.

Ordinarias: tiene instrumental de menor envergadura y realizan investigaciones determinadas para una problemática regional. Entre éstas se encuentran Estaciones Experimentales de INTA y otros organismos oficiales.

Auxiliares: existen en centros regionales brindando información meteorológica y biológica (datos fenológicos y de aparición de plagas o enfermedades).

Emplazamiento de la estación meteorológica

Debe ubicarse en lugares abiertos y despejados, con buena circulación del aire y visibilidad en todas direcciones, alejada de edificaciones que puedan alterar la temperatura del aire y de obstáculos que puedan producir remolinos en el aire, especialmente para la medición de la lluvia y viento. El lugar debe ser representativo de la región a relevar. Tanto la estación como el área circundante deben tener una cubierta de césped, con un área mínima de 10 x 10 hasta 20 x 20 metros, protegida por un cerco perimetral de 1,20 metros de altura. En el hemisferio sur el área debe tener exposición al norte (Figura 6).

Los instrumentos que se utilizan en una estación meteorológica deben ser de fácil manejo, calibrarse periódicamente y homologados por el Servicio Meteorológico Nacional. Según sus características, pueden ser:

Instrumentos de lectura directa: basados en la alteración causada a un elemento sensible (sensor) cuando actúa un elemento meteorológico. Por ejemplo, el pluviómetro altera su contenido al caer la lluvia, la veleta cambia su dirección por influencia del viento, el líquido de los termómetros se contrae o se dilata debido a los cambios de temperatura.

Instrumentos registradores: constan de tres partes básicas: sensor, transmisor y registrador. El sensor es el elemento sensible que se altera debido a una perturbación o cambio, que mediante un sistema mecánico o eléctrico es comunicado por el transmisor al elemento registrador que puede ser un aparato provisto de un mecanismo de relojería que permite imprimir sobre una cinta de papel una gráfica de las variaciones experimentadas por el elemento meteorológico a través del tiempo.

Para la ubicación de los instrumentos en el predio debe respetarse la siguiente disposición:

- Parte anterior del predio (norte): instrumentos para medición de radiación solar y geotermómetros
- Centro: abrigo o casilla meteorológica, con su base a 1,50 m de altura, paredes a doble persiana, con el techo y el piso de doble pared y las puertas mirando al sur, de color blanco para que refleje la radiación solar. En el interior del abrigo se coloca el instrumental que miden o registran la temperatura y humedad del aire.
- Parte posterior del predio: se encuentra ubicado el instrumental para registro y medición de la precipitación, torres anemométricas e instrumentos para la medición de la evapotranspiración.



Figura 6. Estación agrometeorológica

Estación meteorológica automática

La caracterización de los elementos puede efectuarse también en estaciones meteorológicas con equipos electrónicos (Figura 7), presentando ventajas tales como:

- Lectura automática de los parámetros a estudiar, tanto de la atmósfera como del suelo
- Ubicación en lugares de difícil acceso o en ambientes que no deban perturbarse con presencia humana
- Alto número de mediciones diarias, obteniéndose valores medios más exactos
- Pueden operar en tiempo real o diferido
- Permite programar la frecuencia de lectura, funciones para obtener índices que involucran más de un elemento climático a través de fórmulas o modelos y representaciones gráficas



Figura 7. Estación meteorológica automática

Componentes básicos de una estación automática:

1. Consola central de consulta directa y almacenamiento (datalogger)
2. Interfase Sensores-Consola
3. Módulo de comunicación remota
4. Sensores
 - Sensores para temperatura del aire y suelo: el elemento sensible es una termoresistencia de platino
 - Sensores para humedad: el elemento sensible es un polímero dieléctrico que absorbe o cede las moléculas las agua del/la aire haciendo variar la conductividad eléctrica del mismo.
 - Sensores para precipitación: pluviómetro a cangilones basculantes, acumula la cantidad de veces que vuelca su contenido, conociendo su capacidad, calcula los mm de agua precipitados.
 - Sensores para velocidad y dirección del viento: sistema de cazoletas
 - Sensores para radiación solar: piranómetro tipo Lycor
 - Sensores para presión atmosférica: el elemento sensible es una cápsula aneroide
5. Módulo de suministro de energía ininterrumpida
6. Programa de operación remota y utilidades (Software)

SATÉLITES METEOROLÓGICOS

Un satélite meteorológico es un tipo de satélite artificial que se utiliza principalmente para supervisar el tiempo atmosférico y el clima de la Tierra. Otros satélites pueden detectar cambios en la vegetación, el estado del mar, el color del océano y las zonas nevadas. De forma agrupada, los satélites meteorológicos de China, Estados Unidos, Europa, India, Japón y Rusia proporcionan una observación casi continua del estado global de la atmósfera. La necesidad creciente de poseer información confiable para realizar correctos diagnósticos de la situación imperante en la atmósfera, conocer la situación meteorológica regional y los impactos ambientales que de ella derivan hacen necesaria la información provista por los satélites. Los satélites se clasifican según su órbita:

Polares: giran alrededor de la tierra cruzando las regiones polares a una altura aproximada de 850 km de norte a sur o viceversa. Pasan por el mismo punto de la tierra dos veces por día y mediante catorce órbitas se obtiene toda la información de la tierra. Además, los satélites de órbita polar ofrecen mayor resolución que sus homólogos geoestacionarios debido a su cercanía con la Tierra. Estados Unidos tiene una serie de satélites meteorológicos polares de la NOAA, con el NOAA 17 y NOAA 18 como satélites principales, NOAA 15 y NOAA 16 como secundarios, NOAA 14 como suplente y NOAA 12. Rusia dispone de las series de satélites Meteor y RESURS. China y la India también disponen de satélites de órbita polar.

Geoestacionarios: orbitan alrededor de la Tierra sobre el ecuador a unas altitudes de 35.880 km. Debido a su órbita, permanecen estáticos respecto al movimiento de rotación terrestre y por tanto pueden grabar o transmitir imágenes del hemisferio que tienen debajo continuamente con sus sensores de luz visible e infrarrojos. Con los sensores de luz visible se obtienen imágenes con resolución de hasta 1 km solo cuando el sol ilumina la zona, mientras que los infrarrojos dan idea de la distribución del calor en la atmósfera. Existen varios satélites geoestacionarios para la meteorología. Los Estados Unidos tienen dos en funcionamiento: el GOES-11 y el GOES-12. El GOES-12, designado como GOES-East, está sobre el río Amazonas (75 ° Long. Oeste) y proporciona la mayor parte de la información meteorológica estadounidense; por su ubicación geográfica es el que proporciona información a la Argentina. El GOES-11 es denominado GOES-WEST y se sitúa el este del Océano Pacífico. Japón dispone de un satélite, el MTSAT-1R en medio del Pacífico a 140° E. Europa dispone de tres sobre el Océano Atlántico, Meteosat-6, 7 y 8, y uno sobre el Océano Índico, el Meteosat-5. Rusia utiliza el GOMS sobre el ecuador al sur de Moscú. La India también dispone de satélites geoestacionarios meteorológicos. China utiliza los satélites geoestacionarios Feng-Yun, el FY-2C a 105°E y el FY-2D a 86,5° E.

La recepción de imágenes y datos captados por los satélites son transmitidos hacia la tierra, siendo recibidos por las estaciones que se encuentran a su paso. En nuestro país, el Servicio Meteorológico Nacional ha instalado una red de estaciones APT que bajan y retransmiten la información de los satélites de baja resolución. Éstas se ubican en la Base Marambio (Antártida Argentina), Comodoro Rivadavia (Chubut) y Ezeiza. También se ha instalado una APT-AR (alta resolución) en el Observatorio Central de Buenos Aires. La información recibida de los satélites tiene dos caminos. El primero es el servicio en tiempo real, que es de uso operativo y brinda la siguiente información:

- Datos horarios de temperatura, presión, etc. de plataformas automáticas
- Determinación de temperatura de cuerpos de agua y tierra
- Delimitación de áreas inundadas, zonas de precipitación, áreas nevadas
- Estado de redes camineras
- Detección de áreas sembradas, deforestadas o desérticas
- Evaluación de movimientos de corrientes marinas y su delimitación
- Configuraciones térmicas y ópticas de los sistemas nubosos
- Estimación de los movimientos del campo nuboso.

También brindan un servicio en tiempo diferido, donde la información recibida es almacenada y analizada para la obtención de datos como:

- Estadísticas gráficas
- Elaboración de atlas climáticos
- Aportes al pronóstico de cosecha
- Contaminación de áreas urbanas
- Modificación artificial del tiempo: lucha antigranizo, prevención de heladas.

Bibliografía

Castillo, F.E.; Castellvi Sentis, F. 1996. La atmósfera. Composición y distribución vertical. En: Agrometeorología. Pp. 23-30. Ediciones Mundi-Prensa.

De Fina, A.L.; Ravelo, A.C. 1975. I. Meteorología. Climatología. Atmósfera. En: Climatología y Fenología Agrícolas. Pp. 1 – 8. EUDEBA. 2º Ed.

De Fina, A.L.; Ravelo, A.C. 1975. II. Aplicación agrícola de la Climatología. En: Climatología y Fenología Agrícolas. Pp. 9 – 13. EUDEBA. 2º Ed.

Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (eds.). 2011. En: Agrometeorología. Editorial Facultad de Agronomía. UBA. Pp: 1-15.

RADIACIÓN SOLAR

La radiación solar es la única fuente natural de energía para los distintos procesos meteorológicos y de los seres vivos. La energía proveniente del sol consiste en un espectro de ondas electromagnéticas que viajan en el vacío a la velocidad de la luz ($300.000 \text{ km s}^{-1}$), valoradas por su calidad e intensidad (Figura 8).

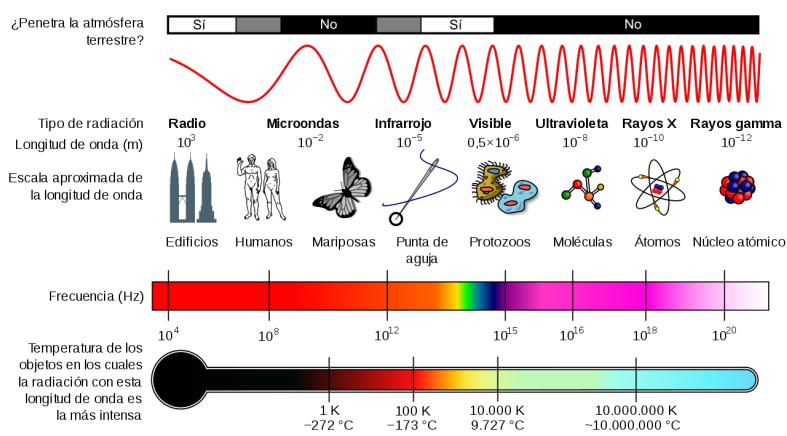
La calidad de la radiación se determina por su longitud de onda, que representa la distancia entre los ciclos repetitivos de una onda a una frecuencia dada. Cuanto más elevada sea la frecuencia, más corta será la longitud de onda.

La radiación solar agrupa todos los flujos que llegan directa o indirectamente a la Tierra desde el sol que, siendo un cuerpo negro⁵, con una temperatura próxima a los $6.000 \text{ }^{\circ}\text{K}$, emite radiación en un espectro completo de acuerdo con esa temperatura. La radiación solar está comprendida entre las longitudes de onda de $0,15 \text{ }\mu\text{m}$ y $4 \text{ }\mu\text{m}$ (onda corta). De este espectro, el 85% está compuesto por:

Radiación ultravioleta o química: longitud de onda entre $0,15$ y $0,36 \text{ }\mu\text{m}$, con escasa acción biológica, aunque posee cierta acción bactericida.

Radiación visible, luminosa o fotosintéticamente activa (PAR, por su sigla en inglés): $0,36 - 0,76 \text{ }\mu\text{m}$. Es la energía que es percibida por el ojo humano y se utiliza para la fotosíntesis.

Radiación infrarroja o calorífica: longitud de onda superior a $0,76 \text{ }\mu\text{m}$



Fuente de la imagen: Crates. Original version in English by Inductiveload, Public domain, via Wikimedia Commons. Disponible en: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:EM_Spectrum_Properties_es.svg

Figura 8. Espectro electromagnético

⁵ Recordar que los cuerpos negros emiten energía según lo expresado en la Ley de Stefan Boltzmann; $E = \sigma$ (constante = $8,13 \times 10^{-11} \text{ cal.cm}^2.\text{K}^4.\text{min}^{-1}$) (T absoluta)⁴.

La intensidad de la radiación está dada por la energía que pasa por una unidad de superficie y de tiempo; pudiendo expresarse en las siguientes unidades y sus equivalencias: $\text{cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1} = \text{Langley min}^{-1} = 7 \times 10^{-2} \text{ W cm}^{-2}$.

La cantidad mínima de energía que puede ser transmitida a través de una longitud de onda se denomina quantum o cuanto, y representa la unidad de energía emitida por la radiación electromagnética. La energía de un quantum se expresa como: $E = h \times f$; donde h es la constante de Planck = $6,626 \times 10^{-34} \text{ J s}^{-1}$ y f es la frecuencia. Por lo tanto, cuanto mayor sea la frecuencia, mayor será la energía contenida en el quantum.

La intensidad de la radiación solar que llega a la parte superior de la atmósfera (radiación astronómica), recibida en una superficie perpendicular a los rayos solares y a la distancia media Tierra-Sol (150 millones de km) se denomina **constante solar** y es de aproximadamente $2 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ (1.400 W m^{-2}) (varía entre $1,96$ y $2,04 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$, según la distancia desde la Tierra al Sol, dada por la traslación). Esta intensidad de emisión solar es casi constante, hasta que la radiación penetra a la atmósfera, donde sufre una serie de modificaciones que hacen que esa intensidad se debilite. Estas modificaciones están dadas por los siguientes procesos:

- **Reflexión:** se produce cuando la radiación al incidir sobre un cuerpo reflector (gases, nubes, partículas sólidas) cambia la dirección de los rayos con igual ángulo al incidente, sin modificar su intensidad ni calidad (sin cambiar λ). El porcentaje de energía reflejada respecto al incidente se denomina **albedo**. En la atmósfera la radiación es reflejada fundamentalmente por las nubes, en un porcentaje variable de 20 a 80%, según el tipo de nube. Para que la radiación que incide sobre una partícula sea reflejada es necesario que la partícula tenga un diámetro mayor que la longitud de onda de la radiación incidente. En la atmósfera se comportan como reflectores las partículas de diámetro mayor a $0,30 \mu\text{m}$. Ciertas partículas, en especial impurezas y partículas de gases, se comportan en la atmósfera haciendo una reflexión con descomposición de la luz, fenómeno que se efectúa sobre la fracción ultravioleta (violeta y azul). Esa reflexión es en todo sentido o dirección, produciendo una especie de disipación de la luz azul y violeta, que llega desde el sol, en las capas superiores de la atmósfera y dan al cielo el característico color azul.

- **Absorción:** este proceso repercute en el calentamiento de la atmósfera. Los distintos gases que componen la atmósfera son responsables de la absorción de la radiación, con distinta importancia según su espectro de absorción. Por encima de los 10 km, el ozono y el oxígeno absorben radiación con longitud de onda inferior a $0,30 \mu\text{m}$, provocando el calentamiento de la estratosfera. Más cerca del suelo, se produce la absorción del infrarrojo, con efectos del vapor de agua sobre la banda de $0,90$ a $3 \mu\text{m}$ y el CO_2 en distintas bandas entre $1,5$ y $9 \mu\text{m}$.

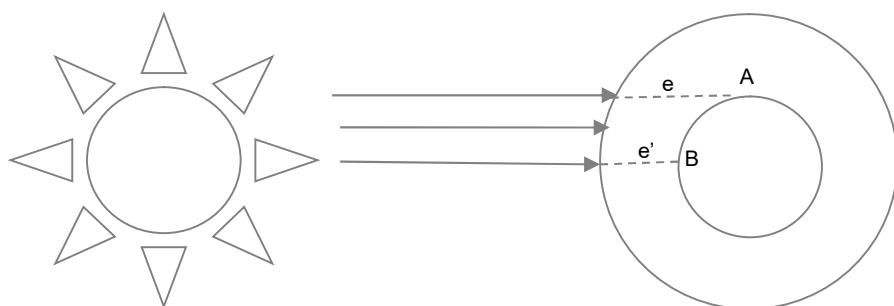
- **Transmisión:** parte de la radiación puede atravesar las distintas capas de la atmósfera sin modificarse. Es decir, la atmósfera es **transparente** a esa radiación. Esto ocurre principalmente en la banda del visible, donde la absorción es mínima, por lo que la atmósfera es prácticamente transparente a la radiación entre 0,30 y 0,80 μm .
- **Dispersión o difusión:** la radiación puede ser desviada por diversos constituyentes de la atmósfera en todas direcciones, sin modificar su calidad. Durante este proceso las partículas no modifican su energía, por lo que su temperatura permanece constante.

Leyes que aplican a la radiación solar

Ley de Bouguer o del espesor

La intensidad de radiación recibida sobre la superficie en un plano normal al rayo incidente decrece en progresión geométrica cuando el espesor de la atmósfera atravesada aumenta en progresión aritmética. Esto significa que, a pequeños aumentos en la masa atravesada, se provoca una gran merma en la intensidad calorífica de la radiación.

De esta manera, los rayos solares resultan más debilitados cuando el sol se encuentra en el horizonte, dado que para llegar a la superficie terrestre deben atravesar una masa atmosférica mayor, que cuando se encuentra en el cenit⁶ (Figura 9).



A: Sol en el horizonte, B: Sol en el cenit, e y e': espesores de las capas de atmósfera atravesadas para cada posición del Sol respecto a la tierra

Adaptado de De Fina y Ravelo, 1975

⁶ Cenit: intersección de la vertical de un lugar con la esfera celeste, por encima de la cabeza de un observador.

De esta manera, la intensidad de radiación recibida en la superficie de la Tierra (I), puede representarse por la siguiente fórmula:

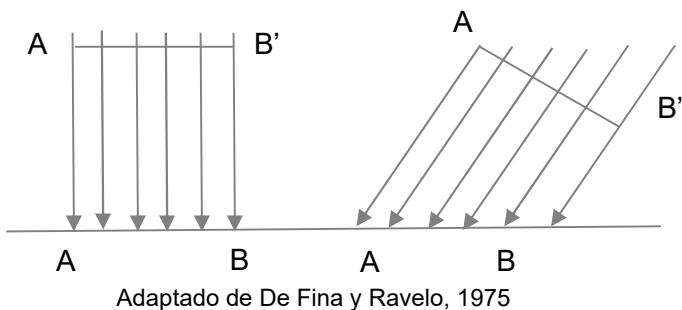
$$I = I_0 (q^n)$$

Donde: I_0 es a la intensidad de la radiación en el límite superior de la atmósfera (intensidad unitaria), q es el factor de turbidez de la atmósfera ($0,57$)⁷ y n es el número de capas atmosféricas atravesadas.

Ley del coseno de oblicuidad

Hasta aquí se habló de la intensidad de radiación recibida sobre un plano perpendicular a los rayos incidentes, pero la intensidad de radiación recibida sobre un plano horizontal a la superficie terrestre dependerá del grado de inclinación con que esa radiación es recibida.

La mayor intensidad se produce cuando los rayos solares caen verticalmente, y la menor intensidad cuando el sol está cerca del horizonte, dado que los rayos inciden de manera muy oblicua. A medida que los rayos llegan con mayor inclinación, la misma cantidad de radiación debe distribuirse en una superficie mayor, por lo tanto, la cantidad de energía recibida por unidad de superficie resulta menor (Figura 10).



Adaptado de De Fina y Ravelo, 1975

Figura 10. Relación entre el ángulo de incidencia de los rayos y la intensidad de radiación

⁷ $q = 0,57$ dado que, del total de la intensidad solar, un 57 % alcanza la superficie terrestre

En función de lo anterior, la Ley del coseno de oblicuidad expresa que: “la intensidad calorífica recibida varía proporcionalmente al coseno del ángulo que forman el plano considerado y el plano perpendicular a los rayos solares”.

$$I = I_0 \times \cos h$$

Donde: I_0 es a la intensidad de la radiación en el límite superior de la atmósfera (intensidad unitaria) y h es el ángulo entre la perpendicular a los rayos solares y el plano considerado. Hay que recordar que el coseno de 0° es igual a uno, y el coseno de 90° es cero, representando lo que ocurriría con rayos incidiendo de manera perpendicular o de máxima oblicuidad, respectivamente.

De acuerdo con la ley del coseno, en la Argentina, los terrenos expuestos al Norte son más calientes, dado que los rayos solares inciden más directamente sobre ellos (Figura 11). Además, la intensidad de la radiación recibida sobre los distintos puntos de la superficie terrestre resulta del efecto combinado de la ley de Coseno y de Bouguer.



Fuente de la imagen: Meilan, N.
<https://planetario.buenosaires.gob.ar/primavera-flores-pajaros-mariposas-y-astronomia>

Figura 11. Movimiento aparente del sol en el hemisferio sur

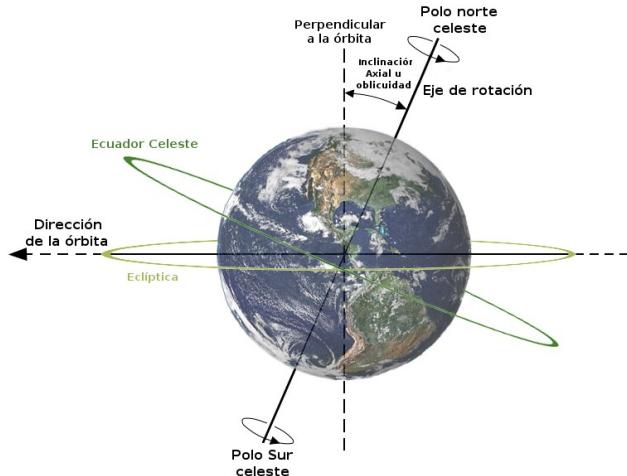
Factores que inciden sobre la radiación

La radiación solar recibida a lo largo del año en distintos puntos del planeta es modificada fundamentalmente por factores de orden geográfico, como la latitud (que incide sobre la inclinación de recepción de los rayos solares sobre la Tierra) y de orden astronómico como los movimientos de rotación y traslación de la Tierra. Estos factores inciden tanto sobre el goce de radiación (intensidad de radiación que se recibe en la superficie terrestre) como en la duración del día.

La Tierra es un esferoide algo aplano en los polos y ensanchado en el Ecuador, que gira sobre si misma en torno a un eje imaginario que presenta una inclinación de $66^\circ 33'$ con respecto al plano de la órbita terrestre (Figura 12). Esta inclinación se mantiene constante durante el año, lo que se denomina paralelismo.

La Tierra cubre su rotación cada 24 horas, provocando la alternancia de los días y las noches. Considerando la diferencia de radio entre distintos puntos del planeta, para que la rotación pueda completarse en 24 h, ciertos puntos giran a mayor velocidad que otros. Por ejemplo, un punto ecuatorial gira a una velocidad de 465 m s^{-1} y un punto situado a latitud 60° lo hace a 232 m s^{-1} . El sentido de esa rotación es siempre de oeste a este. Eso tiene gran significado

desde el punto de vista meteorológico pues el movimiento de las grandes masas de aire y en especial de las masas de agua oceánica, están regidos por esa rotación.



Fuente de la imagen: AxialTiltObliquity.png: Dna-webmaster.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Oblicuidad_o_Inclinaci%C3%B3n_Axial_de_la_Tierra.svg

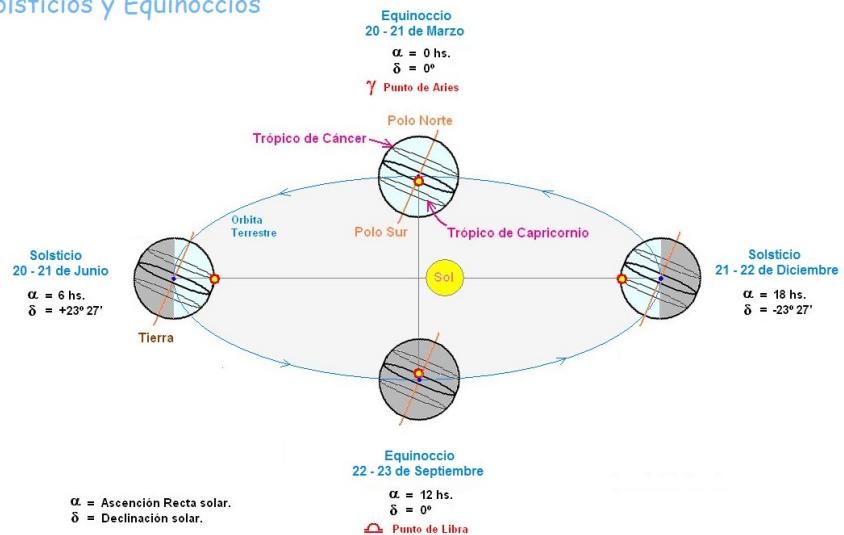
Figura 12. Oblicuidad de la Tierra

Además, Tierra gira alrededor del Sol, (movimiento de traslación), trayecto que completa en 365,26 días, desplazando su órbita en sentido contrario a las agujas de reloj, si se observa el Polo Norte.

Aproximadamente el 3 de enero, la Tierra alcanza el punto de mayor cercanía al Sol, el perihelio, ubicándose a 147 millones de km; mientras que alrededor del 4 de julio, la distancia es máxima (152 millones de km), ubicándose en el afelio. Hay que recordar que la distancia media Tierra – Sol es de 150 millones de km. Si bien en el perihelio la Tierra recibe un 7% más de radiación que en el afelio, esto no es determinante para la ocurrencia de las estaciones del año. La sucesión de las estaciones del año y la distinta duración de las horas de luz está dada por la traslación de la Tierra alrededor del Sol y el paralelismo del eje de rotación (Figura 13).

Durante el movimiento de traslación, hay dos fechas (21 de septiembre y 21 de marzo) en que la radiación solar es perpendicular a la superficie terrestre en los puntos situados sobre el Ecuador (0° lat.), formando un ángulo de 0° con el plano del Ecuador. En estas fechas, se producen los **equinoccios** de primavera otoño en el hemisferio sur, siendo a la inversa en el hemisferio norte. Además, en esas fechas, la duración del día con relación a la noche es igual en todas las latitudes (12 h de día y 12 h de noche) (Figura 14).

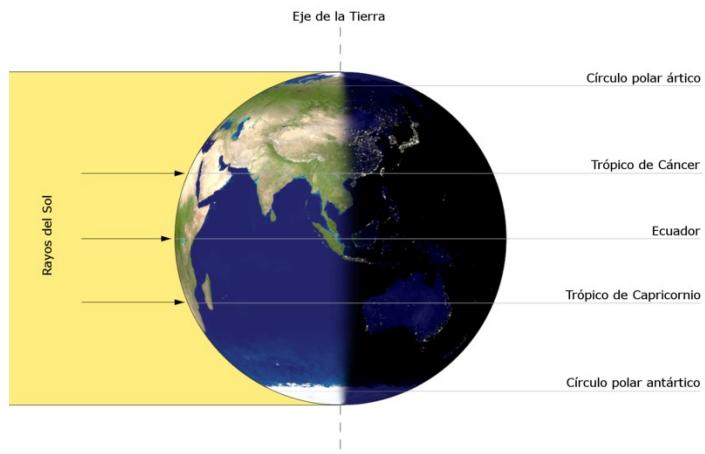
Solsticios y Equinoccios



Fernando T. de Gorocica

Fuente de la imagen. De Gorocica, F. 2014. Solsticios y equinoccios. Disponible en: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Solsticios_y_Equinoccios.png

Figura 13. Movimiento de traslación. Solsticios y equinoccios



Fuente de la imagen: Traducción de Earth-lighting-equinox_SP.PNG de Wikimedia Commons. https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/5/56/Earth-lighting-equinox_SP.PNG

Figura 14. Iluminación de la Tierra durante un equinoccio

Alrededor del 21 de junio (afelio), los rayos solares inciden perpendicularmente sobre el trópico de Cáncer ($23^\circ 27'$ N), produciéndose el día de mayor duración e inicio del verano en el hemisferio norte, ocurriendo lo contrario en el hemisferio sur (**solsticio** de verano en el hemisferio norte y de invierno en el hemisferio sur). En el Ecuador, noche y día siguen siendo iguales en duración. En el hemisferio norte, al aumentar la latitud aumenta la duración del día y

disminuye la de la noche, no existiendo la noche en el Polo Norte. En cambio, en el hemisferio sur, dentro del círculo polar antártico, no existe el día y en todo el hemisferio los días se van acortando conforme aumenta la latitud (Figura 15a). Aproximadamente el 21 de diciembre (cuando la Tierra ocupa el perihelio), los rayos solares caen perpendiculares al trópico de Capricornio ($23^{\circ} 27' N$), ocurriendo ahora el solsticio de verano para el hemisferio sur y el de invierno para el hemisferio norte; siendo el día continuo del polo sur y la noche del polo norte (Figura 15b).

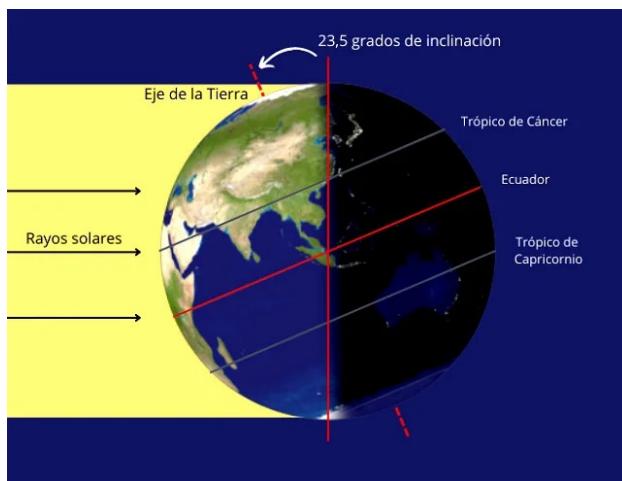


Figura 15a. Solsticio de junio
(Inicio de invierno en el hemisferio sur)

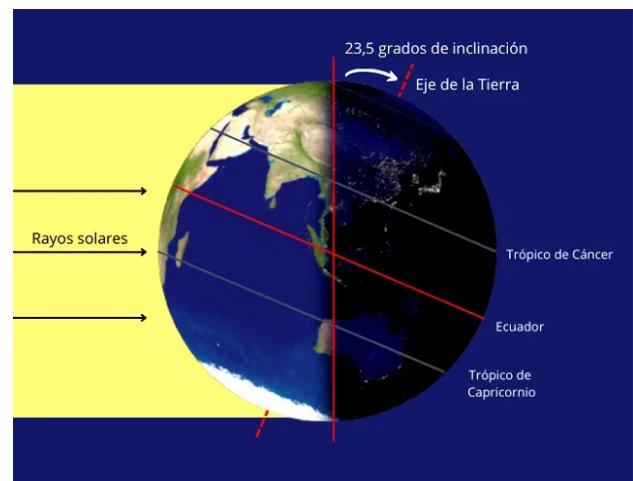


Figura 15b. Solsticio de diciembre
(Inicio de verano en el hemisferio sur)

Un ejemplo de la variación de la **radiación astronómica** según la latitud y época del año puede observarse en la Tabla 3.

Tabla 3. Duración del día y radiación astronómica en distintas latitudes y épocas del año

Latitud	Duración del día (h)				Radiación astronómica ($\text{cal cm}^{-2} \text{día}^{-1}$)			
	0°	$20^{\circ} S$	$40^{\circ} S$	$60^{\circ} S$	0°	$20^{\circ} S$	$40^{\circ} S$	$60^{\circ} S$
15/12	12,1	13,3	14,9	18,7	842	992	1045	1025
15/03	12,1	12,2	12,3	12,6	890	845	617	466
15/06	12,1	10,9	9,4	6,0	790	571	303	50
15/09	12,1	12,0	11,8	11,6	875	808	639	397

Radiación solar en la superficie terrestre

La radiación solar que alcanza la superficie terrestre puede dividirse en:

Radiación solar directa: corresponde a la parte de la radiación solar que atraviesa la atmósfera y llega al suelo de manera directa, sin sufrir desviaciones. Se mide en forma perpendicular a sus rayos eliminando mediante tubos, la llegada al instrumento medidor de la radiación difusa proveniente de todos los lugares de la atmósfera. Generalmente no supera el 75% de la constante solar. La intensidad de este tipo de radiación varía con latitud y la época del año. La longitud de onda predominante depende de la altitud solar⁸ y estado del cielo. En cielos claros y altitud entre 30° y 50° predomina radiación del espectro visible, y cuando el Sol está cerca del horizonte predomina el infrarrojo.

Radiación solar difusa: flujo de radiación que alcanza la superficie terrestre luego de sufrir fenómenos de dispersión y absorción. Se recibe en forma multidireccional, midiéndose indirectamente a través del flujo de radiación incidente por unidad de superficie, impidiendo la recepción de radiación directa mediante una pantalla. Su calidad es comparable a la radiación solar directa, teniendo su mayor intensidad en la longitud de onda de 0,4 μm . Cuando el cielo está nublado la intensidad mayor la alcanza a 0,6 μm . Esta radiación es la que provee de luz en todos los lugares o ambientes no alcanzados por el sol directamente. Por ejemplo, la de un cuarto, la del crepúsculo, la de la noche polar. Es más rica en radiación ultravioleta que la radiación solar directa.

La suma total de la radiación directa y la radiación difusa conforma la **radiación global**.

Albedo: parte de la radiación global que alcanza la superficie es reflejada en función de las características y del estado de la superficie. El albedo es la relación porcentual entre la radiación incidente sobre la superficie y la reflejada. Se mide sobre una superficie horizontal, con el elemento sensible protegido con una cápsula de cuarzo, que permita el paso de las longitudes de onda corta pero no las largas, focalizado hacia la superficie reflejante.

⁸ Altitud (ángulo de altitud o elevación) es la altura angular del sol en el cielo medido desde la horizontal. La altitud es de 0° a la salida del sol y 90° cuando el sol está en el cenit. Puede verse la representación gráfica en:

Radiación terrestre y de la atmósfera

Recordando que todos los cuerpos negros emiten radiación en función de su temperatura absoluta (Ley de Stefan Boltzmann), la superficie terrestre emite radiación en onda larga (3 a 100 μm). Considerando una temperatura de 288 °K (15 °C), la cantidad máxima de energía emitida por la tierra se ubica en el orden de los 10 μm . La radiación emitida por la Tierra se denomina **radiación terrestre**.

Gran parte de la radiación terrestre es absorbida por bandas específicas de los gases de la atmósfera (vapor de agua, CO_2), que tienen un espectro de emisión similar al de absorción. Esta radiación terrestre absorbida por la atmósfera (efecto invernadero natural) es devuelta a la superficie como **contrarradiación atmosférica**, produciendo un amparo térmico. Una fracción de la radiación terrestre (8 a 13 μm) no son absorbidas por la atmósfera y se pierden hacia la parte alta a través de la “ventana atmosférica”. Este fenómeno se reduce en presencia de nubes, según sus características y grado de cobertura.

El balance que surge de la diferencia entre la contrarradiación atmosférica y la radiación terrestre se denomina **radiación efectiva** y es siempre negativo.

Balance de radiación

Considerando la superficie del suelo a través de la cual se efectúa el cambio de energía radiada entre atmósfera y tierra, calculando la cantidad de energía que llega a la superficie y la cantidad de energía que deja la superficie, se plantea el balance de radiación. A tal fin, se consideran como positivos todos los flujos de radiación que lleguen a la superficie, y como negativo a los que dejen la superficie (Figura 16).

Designando el resultado de ese balance como balance de radiación neta (R_n), surge la siguiente expresión:

$$R_n = RG - \alpha - RT + CR$$

Donde:

R_n : Radiación neta

RG : Radiación global (Radiación directa + radiación difusa) (onda corta)

α : albedo (onda corta)

RT : radiación terrestre (onda larga)

CR : contrarradiación atmosférica (onda larga)

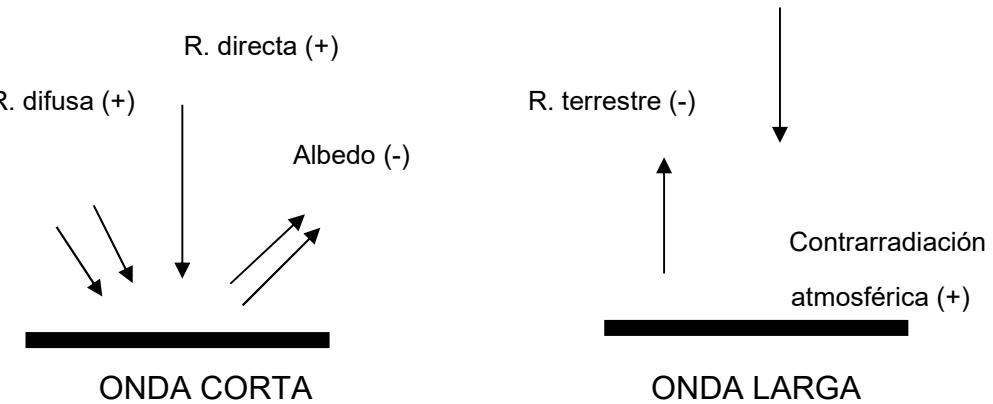


Figura 16. Flujos de radiación que ingresan y salen de la superficie terrestre

Durante el día, la cantidad de calor radiactivo proveniente del sol es mayor que el calor perdido por la superficie de suelo y en consecuencia a partir del momento de la salida del sol en adelante, la R_n es positiva y cada vez de mayor valor. A la noche o durante ella, la R_n y α desaparecen, y solo quedan actuando los dos flujos de onda larga (RT y CR). Es mayor RT y aunque no lo fuera, siempre hay escape por la ventana atmosférica. Esta diferencia en onda larga entre CR y RT es llamada **radiación efectiva nocturna** que indica la cantidad de calor que se pierde por la noche hacia el espacio.

De esta manera, el resultado del balance de radiación (radiación neta) resulta positivo durante el día, incrementando su valor desde la salida del sol (momento en donde $R_n = 0$) hasta alcanzar un valor máximo durante el mediodía; luego decrece y alcanza el valor cero en el anochecer, momento a partir del cual R_n tomará valores negativos.

Horas de luz: heliofanía

La **heliofanía** es la cantidad de horas y décimas de la duración del brillo solar sobre un lugar determinado, diferenciándose:

Heliofanía teórica o astronómica (HT): cantidad de horas y décimas de la duración del brillo solar sobre un lugar determinado, según su latitud y época del año. Su valor se obtiene por tablas.

Heliofanía efectiva o real (HE): duración del brillo solar sin la interferencia de nubes. Es igual a la HT menos las horas en que el cielo estuvo nublado.

La relación porcentual entre HT y HE es la **Heliofanía relativa (HR)** y se calcula mediante la siguiente fórmula: $HR = HE / HT \cdot 100$

Fórmulas para la estimación de la radiación recibida

Fórmula de Penman: empleada para el cálculo de la radiación recibida. La fórmula corresponde a la cuya ecuación de una recta:

$$Q_r = Q_a (0,18 + 0,55 h / H)$$

$$Q_r / Q_a = 0,18 + 0,55 h / H$$

$$Y = a + bx$$

Donde:

Q_r: radiación recibida o global

Q_a: radiación astronómica o teórica

0,18 y 0,55: constantes que dependen del lugar

h / H: Heliofanía relativa

Existen fórmulas similares a la de Penman, que se diferencian en el valor de las constantes. Las constantes varían en un mismo lugar según la época del año. Para estimar la constante, basta colocar los datos de Q_r / Q_a en las abscisas y los valores de h / H en las ordenadas y encontrar la recta de ajuste con la que quedaría determinada las constantes a y b.

Medición de la radiación

Ubicación del instrumental en la estación meteorológica

En función del movimiento aparente del sol en el hemisferio sur, todo el instrumental destinado a registrar las distintas características de la radiación solar debe ubicarse en el sector de la estación meteorológica con exposición al norte.

Instrumental para la medición

Radiación global: piranógrafo de Robitzsch

Consta de 4 láminas bimetálicas (elemento sensible o sensor), dos de ellas blancas y las dos centrales ennegrecidas. La luz solar que incide sobre el sensor es absorbida por las placas negras y reflejada por las blancas, lo que provoca una diferencia de temperatura y dilatación. Sus movimientos se transmiten por medio de un sistema de palancas (transmisor) a una plumilla que está sobre un tambor cubierto con una cinta de papel (unidad de



Fuente de la imagen: Calleda, P. Instituto Nacional de Astrofísica 2023.
<https://www.beniculturali.inaf.it/sicap/opac.aspx?WEB=INAF&TBL=PST&ID=5513>

Figura 17. Piranógrafo de Robitzsch

registro). La rotación del tambor es diaria o semanal, originada por un reloj. Todo el aparato está cubierto con una caja que tiene un domo protector de vidrio que queda sobre el sensor. Se obtiene así un gráfico que permite conocer las calorías recibidas por cm^2 en un momento dado o a lo largo del día (Figura 17).

Heliofanía: heliofanógrafo de Campbell Stokes

Registra la duración de insolación diaria (número de horas de sol durante el día). El heliofanógrafo tiene una esfera de cristal. Los rayos del sol concentrados por la esfera harán una quemadura a lo largo de la línea media de una banda de cartulina (papel fotosensible), en la que queda una huella carbonizada durante las horas de insolación. Para su instalación se nivela, se orienta y se coloca a la latitud correspondiente. Para la calibración se busca que la gráfica esté en la estación que le corresponda, la esfera de cristal bien ajustada y limpia y el aparato bien nivelado y ajustado a la latitud correcta. El eje debe apuntar al norte astronómico (Figura 18).



Fuente de la imagen. Fernández Arboleya, M.V. 2006.

<https://es.m.wikipedia.org/wiki/Archivo:Heliografo.jpg>

Figura 18. Heliofanógrafo de

Sensores de radiación

Actualmente existen sensores que permiten registrar los distintos tipos de radiación (directa, difusa, global, PAR, ultravioleta, infrarroja) utilizando distinto tipo de filtros, registrando la información en data loggers o conectados a estaciones meteorológicas automáticas (Figura 19).

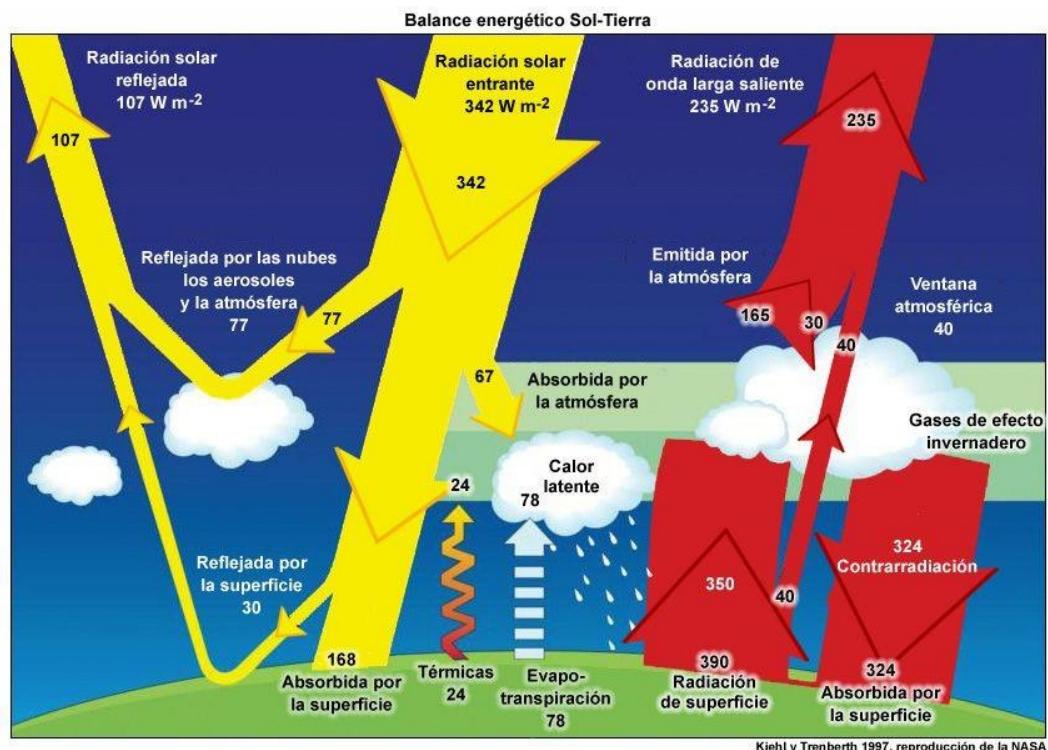


Fuente de la imagen. Ureña Elizondo, F. 2011. Utilización de estaciones meteorológicas automáticas como nueva alternativa para el registro y transmisión de datos.
file:///C:/Users/PC/Downloads/Utilizacion_de_estaciones_meteorologicas_automatic.pdf

Figura 19. Sensor de radiación global

Equilibrio energético del sistema tierra - atmósfera

Si el planeta solo dependiera del balance de radiación, la superficie terrestre se calentaría y enfriaría constantemente. Sin embargo, el planeta mantiene un equilibrio térmico, dado por el Balance calórico de energía (Figura 20). La radiación neta representa energía disponible en la superficie terrestre para ser utilizada en procesos que implican transferencia de energía por conducción, convección y calor latente (cambio de estado del agua).



Fuente de la imagen. Meteoglosario visual. Disponible en:
https://meteoglosario.aemet.es/es/termino/436_balance-de-energia

Figura 20. Diagrama del balance de energía

Así, el balance calórico o de energía está compuesto por los siguientes términos:

$$Q_r + Q_e + Q_{lat} + Q_a + Q_b + Q_w = 0$$

Radiación neta o calor radiado (Q_r): es la radiación neta o cantidad de calor disponible en la superficie, disponible para la realización de otros flujos calóricos.

Calor edáfico o conducción térmica en forma directa desde el suelo (Q_e): gran parte de la radiación neta es absorbida por el suelo para aumentar su temperatura y llevarlo a las profundidades. Este proceso se da por conducción y es muy importante desde el punto de vista meteorológico, ya que los

procesos de calentamiento y enfriamiento del suelo determina la temperatura del aire.

Calor latente (Qlat): parte del calor proveniente de los cambios de estado del agua (evaporación, condensación y congelación). Son ejemplos de estos procesos la formación de nubes, granizo, precipitación.

Calor sensible (Qa): procesos de calentamiento o enfriamiento del aire, es el que perciben los sentidos (por eso se denomina “calor sensible”) y es medible con termómetros.

Calor biológico o transferencia de calor mediada por los procesos biológicos (Qb): parte que se utiliza para el para procesos metabólicos, fotosíntesis, transpiración, respiración; con consumo o liberación de calor.

Calor proveniente del movimiento de masas de aire (Qw), en forma advectiva (horizontal) o convectiva (vertical).

Si en determinado momento se realiza la cuantificación de la cantidad de calor intercambiado, es decir la obtención del balance calórico general, el resultado es igual a cero. Como el sistema climático obtiene prácticamente toda su energía del Sol, un balance nulo implica que la cantidad de radiación solar entrante en todo el planeta debe ser igual a la suma de la radiación solar reflejada en la parte superior de la atmósfera más la radiación infrarroja saliente emitida por el sistema climático. Este concepto establece que, durante un período de tiempo considerado, el nivel medio de energía calórica del sistema en conjunto permanece constante, siendo sus fluctuaciones las responsables de los cambios conocidos como climáticos.

Bibliografía

Castillo, F.E.; Castellvi Sentis, F. 1996. Agrometeorología. Ediciones Mundi-Prensa.

De Fina, A.L.; Ravelo, A.C. 1975. Radiación solar. En: Climatología y Fenología Agrícolas. Pp. 15-32. EUDEBA. 2º Ed.

Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (eds.). 2011. Energía atmosférica. En: Agrometeorología. Editorial Facultad de Agronomía. UBA. Pp: 23-37.

TEMPERATURA

La temperatura es una magnitud física relacionada con la energía cinética de un cuerpo o del medio ambiente en general. A mayor energía cinética, mayor temperatura. También se la puede definir como la noción de calor o frío medible con un termómetro (calor sensible).

La temperatura en las capas bajas de la atmósfera está en relación con la temperatura de la superficie de contacto (sólida o líquida). La superficie terrestre recibe energía calórica, que envía hacia las capas más profundas por conducción y hacia la atmósfera por conducción, radiación, convección, advección y turbulencia.

Conducción: el calor pasa de una molécula a otra, o sea, se necesita que los cuerpos se toquen y es la forma de llevar calor de la superficie del suelo a la profundidad, y luego de la profundidad a la superficie, sin desplazamiento de materia. La conducción es el único medio de transferencia del calor en medios sólidos, pero se da también en una capa cercana al suelo de muy poco espesor (2 mm). El aire posee muy baja capacidad de conducción por lo que, si el aire fuera el único medio de transporte de energía, las variaciones de temperatura se registrarían solo hasta unos pocos centímetros de altura sobre el suelo.

Radiación: transferencia de energía por ondas electromagnéticas, siendo una forma de transporte de calor sin desplazamiento de materia. La atmósfera no absorbe la radiación solar (onda corta), pero absorbe la radiación terrestre (onda larga), debido a dos de sus componentes: vapor de agua y CO₂.

Convección: transporte de calor por movimientos de masas de aire en sentido vertical.

Advección: transporte de calor por movimiento horizontal de masas de aire.

Turbulencia: movimiento irregular provocado por pequeños remolinos de aire superpuestos a la corriente general, que se desplazan con la misma. Al pasar de un lugar a otro, estos remolinos también transportan calor.

TEMPERATURA DEL SUELO

Importancia meteorológica y biológica

El conocimiento de la temperatura del suelo y su variación anual son muy importantes en agrometeorología, pues el suelo es el asiento natural de las plantas y desarrollo de microorganismos. La temperatura, junto con la humedad, generan el clima edáfico. Desde el punto de vista meteorológico su importancia radica en que el suelo es la fuente de calor para la temperatura del aire ya que esta se calienta o enfría en contacto con el suelo.

Transporte de calor en el suelo

La atmósfera tiene muy poca capacidad de absorción de la energía solar (onda corta). En contraposición, la superficie terrestre y las grandes masas de agua absorben la radiación solar y la transforman en energía calórica (onda larga), que transfieren a la atmósfera, desencadenando así los distintos fenómenos meteorológicos.

El movimiento del calor en el suelo se produce de las capas más calientes a las más frías, por conducción molecular, en casi el 95%; muy poco o casi nada por convección y procesos de cambios de estado del agua en el suelo.

La capacidad de un suelo para absorber energía, y por lo tanto modificar su temperatura depende de factores externos como la radiación solar y de la forma que incidan el resto de los elementos del tiempo y el clima. También depende de factores internos, como la composición del suelo, dado que la transmisión del calor dependerá de los minerales presentes y la cantidad de agua o aire. El color del suelo y su cobertura determinarán el albedo, incidiendo sobre la temperatura; así como la topografía o exposición.

Los cambios en el contenido calórico de las distintas capas del suelo obedecen a la existencia de flujos calóricos que van desde las capas más calientes a las más frías. Así, la energía solar que llega a la superficie terrestre es transportada hacia las capas más profundas del suelo, las que se encuentran más frías en verano. Durante el solsticio de invierno, las capas más profundas, envían hacia la superficie, que se encuentra más fría, el calor que han almacenado en el verano, disminuyendo de esta manera la amplitud térmica⁹. El flujo calórico será tanto mayor cuanto mayor sea la diferencia entre las temperaturas de las capas de suelo que se consideran y tanto menor cuanto mayor sea la distancia entre las mismas.

⁹ Amplitud térmica: diferencia entre la temperatura más alta y más baja

Con iguales gradientes térmicos, no todos los suelos poseerán el mismo flujo calórico, siendo unos mejores conductores que otros, según las características de sus componentes y estado hídrico. La transmisión de calor en el suelo y por lo tanto su variación en temperatura se explica a través de tres constantes físicas:

- 1- Calor específico y capacidad calórica (Ce) [cal g⁻¹ °C⁻¹]
- 2- Conductividad calórica (λ) [cal cm⁻¹ °C⁻¹ seg⁻¹]
- 3- Difusibilidad calórica o conductividad térmica (D) [cm² seg⁻¹]

Calor específico y capacidad calórica (Ce):

Representa la cantidad de calor (cal) que hay que suministrar a una unidad de sustancia (1 g) para elevar su temperatura en una unidad (1 °C), expresándose en cal g⁻¹ °C⁻¹.

$$Ce = dQ / m \cdot dT$$

Donde: dQ = transferencia de energía calórica (cal); m = masa (g) dT = variación de temperatura provocado por esa cantidad de calor (seg)

El suelo es un cuerpo que puede variar su relación entre peso y volumen, es decir, su densidad (peso por volumen de suelo). Puede expresarse como:

Densidad real: relación entre la masa del material sólido (Ms) y el volumen real ocupado por el material sólido (Vs). $\rho_r = Ms/Vs$

Densidad aparente: relación entre la masa de material sólido seco y el volumen que ocupa (V_t), incluyendo el espacio poroso entre las partículas (siempre es inferior a ρ_r), es decir, suma el volumen de material sólido (V_s), agua (V_{H2O}) y el volumen de aire (V_a). $\rho_a = Ms/Vs + V_{H2O} + V_a$

La capacidad calórica se obtiene a partir del producto del Calor específico (Ce) del suelo por su densidad aparente (ρ_a), por lo que se lo denomina **calor específico volumétrico** (CeV).

Por lo tanto, el calor específico del suelo puede ser:

Calor específico gravimétrico (CeG): considerando la densidad real del suelo, y definido como la cantidad de calor (cal) que una masa de suelo de 1 g necesita para elevar en 1 °C su temperatura (CeG = cal g⁻¹ °C⁻¹).

Calor específico volumétrico (CeV): considerando la densidad aparente del suelo, y definido como la cantidad de calor (cal) que un volumen de suelo de 1 cm³ necesita para elevar en 1 °C su temperatura (CeV = cal cm⁻³ °C⁻¹).

En la Tabla 4 se presenta el Ce de distintos componentes. El mayor calor específico corresponde al agua y el menor al aire. Por lo tanto, un suelo seco es más fácil de calentar que un suelo húmedo. Por el contrario, cuando un suelo incorpora agua, se necesita más calor para obtener el mismo aumento de temperatura que en un suelo seco.

Tabla 4. Calor específico gravimétrico y volumétrico de algunos componentes del suelo

Componentes	Calor específico gravimétrico [cal.g ⁻¹ .°C ⁻¹]	Calor específico volumétrico [cal.cm ⁻³ .°C ⁻¹]
Agua	1,00	1,00
Humus	0,48	0,60
Arena – arcillas	0,18 – 0,23	0,49 – 0,58
Aire	0,24	0,0003

Conductividad calórica (λ):

Representa la propiedad que tienen los cuerpos de dejarse traspasar por un flujo de calor. Los suelos tienen esta capacidad y la manifiestan transmitiendo el calor por conducción molecular desde la capa de mayor temperatura a la de menor temperatura. Este poder de conducción se expresa a través del Coeficiente de conductividad térmica (λ), que se define como la cantidad de calor (cal) que fluye entre dos caras opuestas (cm²) de un cubo de 1 cm de arista en una unidad de tiempo (segundo), cuando la diferencia de temperaturas en ambas caras es de 1 °C y no hay transporte de calor en otro sentido que no sea el vertical. Este coeficiente se expresa en [cal cm⁻¹ °C⁻¹ seg⁻¹].

La cantidad de calor o flujo de calor (Q), depende de: la conductividad térmica (λ), del gradiente térmico (dT) y de la profundidad de la capa o espesor de suelo considerado (dx):

$$Q = \lambda \frac{dT}{dx}$$

El aire prácticamente carece de conductividad calórica resultando ser un muy mal conductor del calor. En cambio, el poder de conductividad calórica del agua es aproximadamente 20 veces mayor que el del aire (Tabla 5). Por lo tanto, cuando un suelo se humedece, aumenta su poder de conductividad térmica con relación al suelo seco. Asimismo, un suelo arado tendrá menor conductividad calórica que uno comprimido y a medida que aumente el tenor de agua de un suelo aumentará su λ , pues el agua reemplaza al aire del suelo en los espacios porosos. Así, regando un suelo, se consigue mejorar su λ , se facilita la penetración del calor a la profundidad. Este hecho es de gran importancia en la lucha contra heladas. En este caso, el manejo del suelo consistirá en aumentar la conductividad calórica manteniéndolo moderadamente húmedo y compacto (mediante pasaje de rodillos) para minimizar la cantidad de aire. Por otra parte, la materia orgánica tiene menor conductividad calórica que la parte mineral. En general, cuando aumenta la cantidad de materia orgánica del suelo, decrece la conductividad calórica, dado que además aumenta la porosidad y, por lo tanto, la cantidad de aire.

Tabla 5. Coeficiente de conductividad calórica (λ) de distintos componentes del suelo

Componente	cal.cm ⁻¹ .°C ⁻¹ .seg ⁻¹
Feldespatos	0,0058
Calcáreos	0,0040
Humus	0,0030
Agua	0,0015
Aire	0,00005

Difusibilidad calórica o conductividad térmica (D)

Esta constante relaciona la conductividad calórica y el calor específico del suelo. La difusibilidad calórica o conducción térmica es directamente proporcional al coeficiente de conductividad calórica (λ) e inversamente proporcional calor específico volumétrico (o a la densidad y calor específico).

$$D = \frac{\lambda}{C_e \cdot \sigma} = \frac{\lambda}{C_e V} = \frac{\text{cal / cm. } ^\circ\text{C. seg}}{\text{cal / cm}^3 \cdot ^\circ\text{C}} = \frac{\text{cm}^2}{\text{seg}}$$

Esta constante expresa cuantos grados se elevaría la temperatura de un volumen de suelo ante el pasaje de un flujo de calor igual a su C_e . Cuanto mayor sea D tanto mayor será la elevación de la temperatura al recibir determinada cantidad de calor. El valor de D para los distintos componentes del suelo se presenta en la Tabla 6. Las grandes masas de agua, por ejemplo, varían poco su temperatura a distintas profundidades en virtud de que tiene un calor específico muy elevado. El suelo, en cambio varía mucho la temperatura durante el día y el año, como consecuencia de su calor específico mucho más reducido, a pesar de la mayor densidad comparada (en relación con el agua). Vale decir, que recibiendo el suelo y el agua igual cantidad de calor, habrá un comportamiento térmico distinto. En el agua, aun con la mayor conducción calórica y debido al mayor C_e , tendrá baja difusibilidad, por lo que las distintas capas se calentarán poco y tendrán muy poca variación de temperatura, tanto diaria como anual. Mientras que el suelo, aun con una menor conductividad, presenta mayor difusibilidad, por lo tanto, se calentara más que el agua en las capas superiores; enfriándose con igual intensidad durante la noche o el invierno, determinando la existencia de grandes variaciones en la temperatura tanto en el día como en el año.

El distinto comportamiento del agua y del suelo es un factor de clima de enorme importancia que marca las grandes diferencias que existen en las características de temperatura del aire entre el hemisferio norte, que posee gran proporción del suelo firme y poca agua, y del hemisferio sur netamente oceánico (factor oceanidad).

Tabla 6. Difusibilidad calórica de distintos materiales componentes del suelo

Componente	$\text{cm}^2 \cdot \text{seg}^{-1}$
Material mineral	0,010
Materia orgánica	0,005
Agua	0,0015
Aire	0,16

Ese comportamiento del agua frente al coeficiente de difusibilidad calórica también se manifiesta en relación con la cantidad de agua del suelo. Cuando un suelo seco comienza a ser humedecido, el agua incorporada comienza al principio a aumentar la capacidad de conducción del suelo, pero cuando la cantidad de agua incorporada ha superado un determinado nivel para cada tipo de suelo, el agua comienza a actuar en sentido inverso en relación con el coeficiente de difusibilidad calórica. Es decir, al principio aumenta la temperatura, pues aumenta λ , pero pasado un cierto nivel el agua comienza a reemplazar al aire, y al aumentar el C_e más de lo que aumenta λ , D se hace menor.

El contenido de materia orgánica, en general, disminuye el valor de D , es decir, los suelos con materia orgánica tienden a tener menores variaciones diarias y anuales en las temperaturas de sus distintas capas. La materia orgánica, por su granulado y gran capacidad de retención de agua, aumenta la conductividad térmica y reduce la difusibilidad calórica del suelo. Los suelos con mucha materia orgánica, que han absorbido mucha agua, se comportan como relativamente fríos. Bajo esa situación se registra una reducción en las variaciones diarias y anuales de la temperatura del suelo. En cambio, si la cantidad de agua absorbida es escasa (más aire), el suelo se calienta y se enfriá con más facilidad durante el día y la noche, respectivamente, registrándose una marcada amplitud diaria y anual de la temperatura del suelo.

La Tabla 7 presenta los valores de las constantes que rigen la distribución de calor para suelos de distintas características.

Tabla 7. Constantes para algunos tipos de materiales

Material	λ	Densidad sustancia pura [gr/cm ³]	Sustancia natural [gr/cm ³]	C_e por unidad de masa	C_e por unidad de volumen	D
Granito	0,011	2,6	2,6	0,2	0,52	0,021
Suelo arenoso húmedo	0,004	2,6	1,6	0,3	0,4	0,01
Humus	0,003	-----	1,3	0,44	0,57	0,005
Nieve compactada	0,0007	0,9	0,5/0,3	0,51	0,22	0,003
Suelo arenoso seco	0,0004	2,6		0,15	0,20	0,002
Suelo turboso	0,00015	1,5		0,47	0,14	0,001
Suelo arcilloso	-----	-----		0,23	0,25	-----

Variación diaria y anual de la temperatura del suelo: leyes de Angot

La variación de la temperatura del suelo está relacionada al balance de radiación. Durante el día la temperatura mínima en superficie se registra cerca de la madrugada y la máxima algunas horas después del mediodía. Al aumentar en profundidad, el registro de la máxima y la mínima sufren un retraso en el momento de ocurrencia, debido al tiempo que tarda el flujo calórico en alcanzar una determinada capa. Esto ocurre tanto con la temperatura diaria como con la anual.

El comportamiento de la temperatura del suelo, tanto diario como anual, está enunciado en dos leyes:

Primera ley de Angot

La amplitud de las oscilaciones de la temperatura del suelo disminuye geométricamente a medida que la profundidad aumenta aritméticamente¹⁰

En la Tabla 8 se presentan las geotemperaturas horarias medias mensuales para junio y diciembre en la localidad de Azul (Buenos Aires), representadas gráficamente en la Figura 21. El análisis de estos valores permite visualizar lo expresado en la Primera ley de Angot durante el transcurso de un mes.

Tabla 8. Geotemperaturas horarias medias mensuales. Azul, Buenos Aires

Profundidad	Diciembre			Junio			Promedio
	8 h	14 h	20 h	8 h	14 h	20 h	
Superficie	23.0	32.0	18.9	4.5	12.4	5.7	7.5
10 cm	19.7	25.9	23.6	6.9	9.4	8.8	8.3
20 cm	21.0	22.2	23.4	8.5	8.7	9.0	8.7
30 cm	21.7	21.6	22.4	8.5	9.3	9.5	9.3
40 cm	21.6	21.5	21.5	9.3	10.4	10.2	10.3
50 cm	21.1	21.2	21.2	11.1	11.1	11.0	11.1
100 cm	19.6	19.7	19.7	11.9	12.0	12.0	12.0

¹⁰ Progresión aritmética: sucesión de números en la que cada término se obtiene sumando una misma cantidad al término anterior. Progresión geométrica: sucesión de números en la que el cociente entre dos términos consecutivos es siempre igual

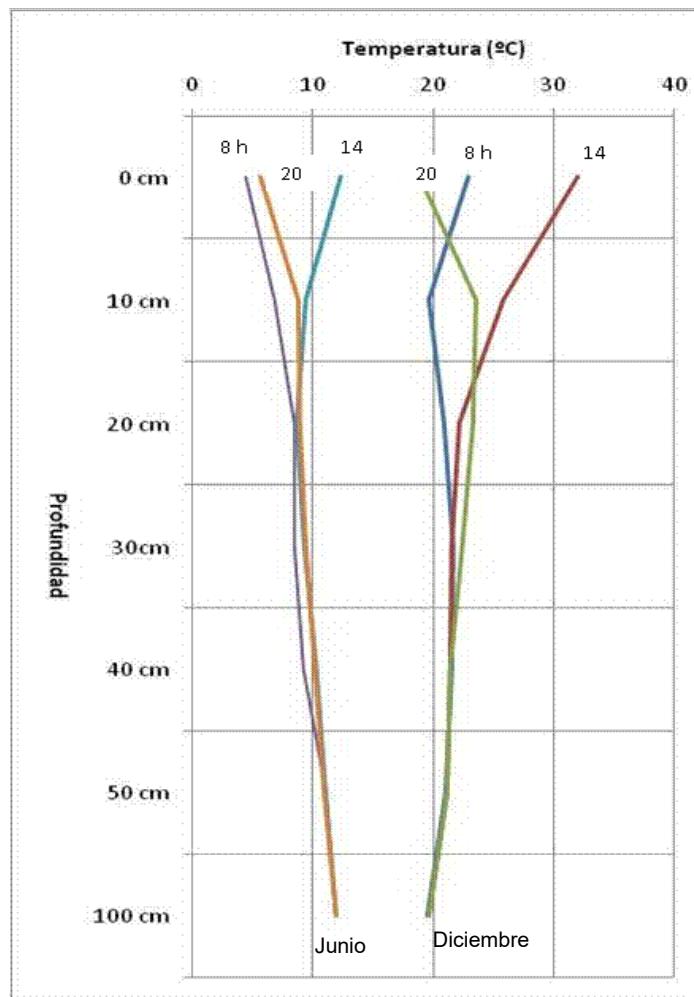


Figura 21. Perfiles geotérmicos de las 8, 14 y 20 h durante diciembre y junio en Azul (Primera ley de Angot)

Para comprender mejor el enunciado de esta Ley, analicemos los datos presentados en la Tabla 9.

Tabla 9. Variación de la amplitud térmica según profundidad del suelo en Buenos Aires

Profundidad (progresión aritmética)	Amplitud térmica (progresión geométrica)
0 cm	$12/2^0 = 12 \text{ }^{\circ}\text{C}$
9 cm	$12/2^1 = 6 \text{ }^{\circ}\text{C}$
18 cm	$12/2^2 = 3 \text{ }^{\circ}\text{C}$
27 cm	$12/2^3 = 1,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$
36 cm	$12/2^4 = 0,75 \text{ }^{\circ}\text{C}$
45 cm	$12/2^5 = 0,37 \text{ }^{\circ}\text{C}$
54 cm	$12/2^6 = 0,19 \text{ }^{\circ}\text{C}$
63 cm	$12/2^7 = 0 \text{ }^{\circ}\text{C}$

A partir de una amplitud térmica de 12 °C en superficie, a una profundidad de 9 cm se reducirá a la mitad (6 °C), y continuará disminuyendo en profundidad hasta hacerse prácticamente despreciable a 63 cm. Se comprueba, como consecuencia de la primera Ley, que la marcha diaria de la temperatura subsiste hasta cierta profundidad, que en condiciones locales es aproximadamente a los 60 cm.

La marcha anual se registra hasta una profundidad mucho mayor, aproximadamente 10 m para Buenos Aires, más allá de la cual ya no se registran variaciones de temperatura (Tabla 10, Figuras 22 y 23). Dicha profundidad recibe el nombre de **COTA ISOTÉRMICA** y presenta una **temperatura invariable a lo largo del año**, que es muy similar a la temperatura del aire.

Tabla 10. Geotemperaturas horarias medias mensuales. Azul, Buenos Aires

Profundidad	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año	Amplitud
5 cm	25.7	24.9	22.4	17.4	14.5	12.1	10.4	11.3	13.8	17.3	20.7	24.8	17.9	15.3
10 cm	25.4	24.8	22.7	17.9	14.9	12.6	10.8	11.4	13.8	17.3	20.4	22.3	18.0	14.6
30 cm	24.7	24.7	22.8	18.7	15.8	13.6	11.7	11.8	13.6	16.5	19.0	23.2	18.1	13
50 cm	24.3	24.6	23.4	19.7	16.9	14.7	12.9	12.6	14.1	16.6	19.5	23.1	18.5	12
100 cm	22.5	23.0	22.5	20.5	18.0	16.4	14.6	14.0	14.5	16.8	18.9	21.6	18.6	9
250 cm	20.2	20.6	21.0	20.5	19.9	18.9	17.6	16.4	16.0	16.6	17.5	18.6	18.7	5
500 cm	17.8	18.0	18.4	18.9	19.3	19.0	18.9	18.6	18.2	17.9	17.6	17.6	18.3	1.7
750 cm	18.2	18.1	18.1	18.1	18.2	18.2	18.3	18.3	18.4	18.4	18.4	18.2	18.2	0.3
1000 cm	18.3	18.3	18.3	18.3	18.2	18.2	18.2	18.3	18.3	18.3	18.3	18.3	18.3	0.1

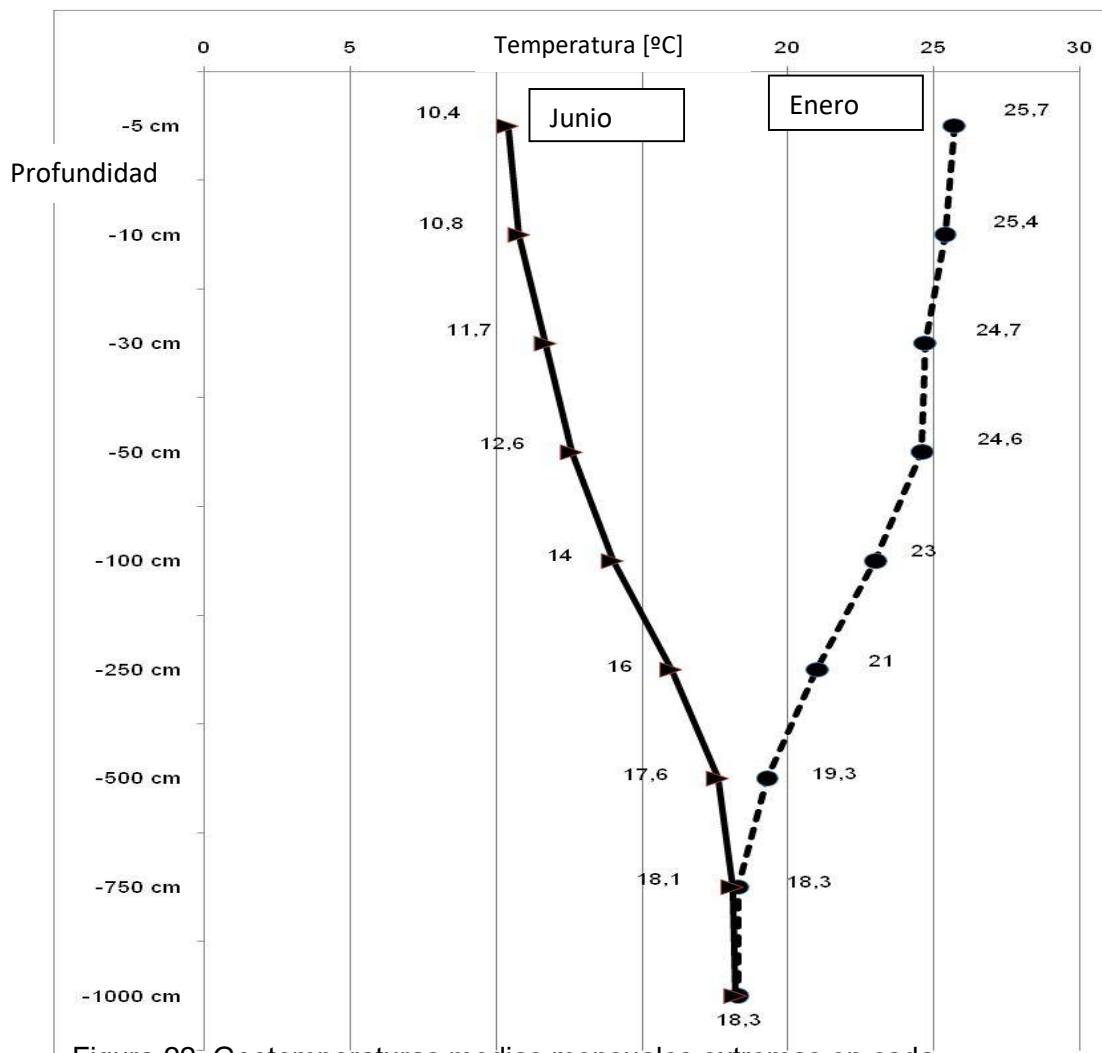


Figura 22. Geotemperaturas medias mensuales extremas en cada profundidad para junio y diciembre. Azul, Buenos Aires

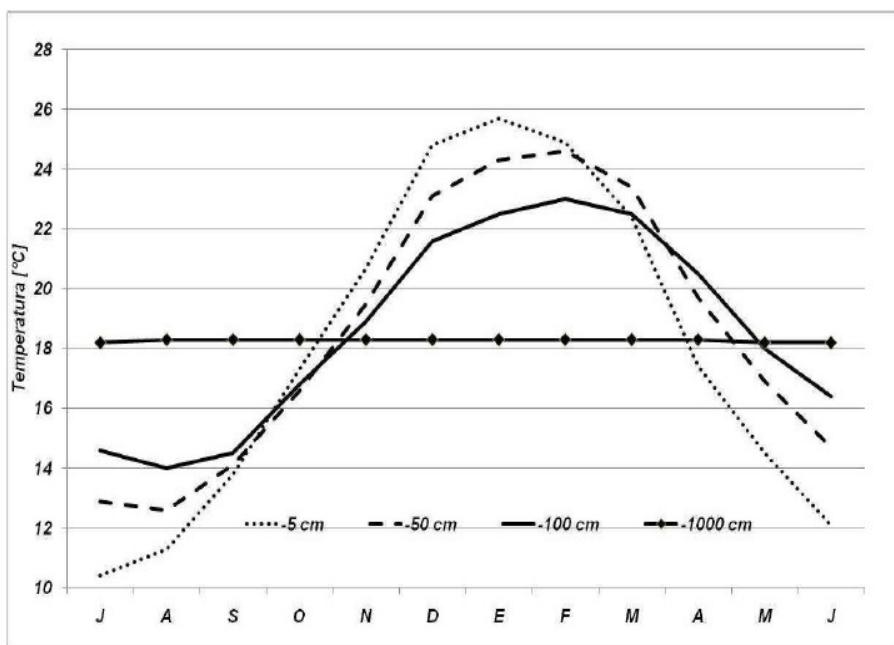


Figura 23. Marcha anual de la geotemperatura a diferentes profundidades.
Azul, Buenos Aires

La profundidad de la **cota isotérmica** depende de la naturaleza del suelo y de la amplitud de la marcha anual de la temperatura en superficie. En latitudes medias se encuentra a una profundidad de 10 m mientras que, en zonas tropicales, donde la amplitud térmica es pequeña, puede estar solo a 2 m. En localidades situadas a altas latitudes alcanza el extremo inferior, hallándose a más de 20 m.

Por debajo de la cota isotérmica, la temperatura es constante durante todo el año, crece regularmente 1 °C cada 33 metros, debido al flujo de calor que asciende desde el centro de la tierra. Este gradiente se denomina **gradiente geotérmico**, y tiene un valor de 3 °C cada 100 metros.

La variación de la temperatura del suelo con la profundidad se registra también en el ciclo diario. La diferencia con el ciclo anual está en que la variación diaria de la amplitud solo puede observarse hasta una profundidad mucho menor que la anual, a veces, no más allá de los 30-50 cm de profundidad. Quiere decir que, en la escala diaria, el intercambio de calor entre el suelo y la atmósfera solo opera en esa capa.

La profundidad también modifica el momento en que se van a registrar las temperaturas máximas y mínimas, como lo expresa la siguiente Ley:

Segunda ley de Angot

El atraso en el momento de ocurrencia de las temperaturas máximas y mínimas en un suelo homogéneo es proporcional a la profundidad.

En función de esto, se observa que en superficie (- 5cm) la temperatura media mensual más alta corresponde al mes más cálido (enero) y la media más baja al mes más frío (julio). A medida que aumenta la profundidad, las curvas van aplanándose, y la temperatura media mensual más alta y baja se desplazan progresivamente a meses posteriores (Figura 24). Así, se alcanza una profundidad en la que las temperaturas se invierten, es decir: cuando en la superficie se registran las temperaturas medias más altas en la profundidad se registrarán las mínimas, o sea habrá un atraso de seis meses con respecto a la superficie. En el verano las temperaturas más altas están en la superficie, las más bajas en la profundidad, y en invierno al revés.

También durante el día en la superficie, la máxima se produce a las 12 horas y la mínima sobre la salida del sol. En profundidad, se replicará lo descripto para la marcha anual, con un corrimiento que, con la profundidad, llegará a ser de 12 horas con respecto a la superficie. Eso se registra hasta los 40–50 cm, donde ya no hay más influencia diaria.

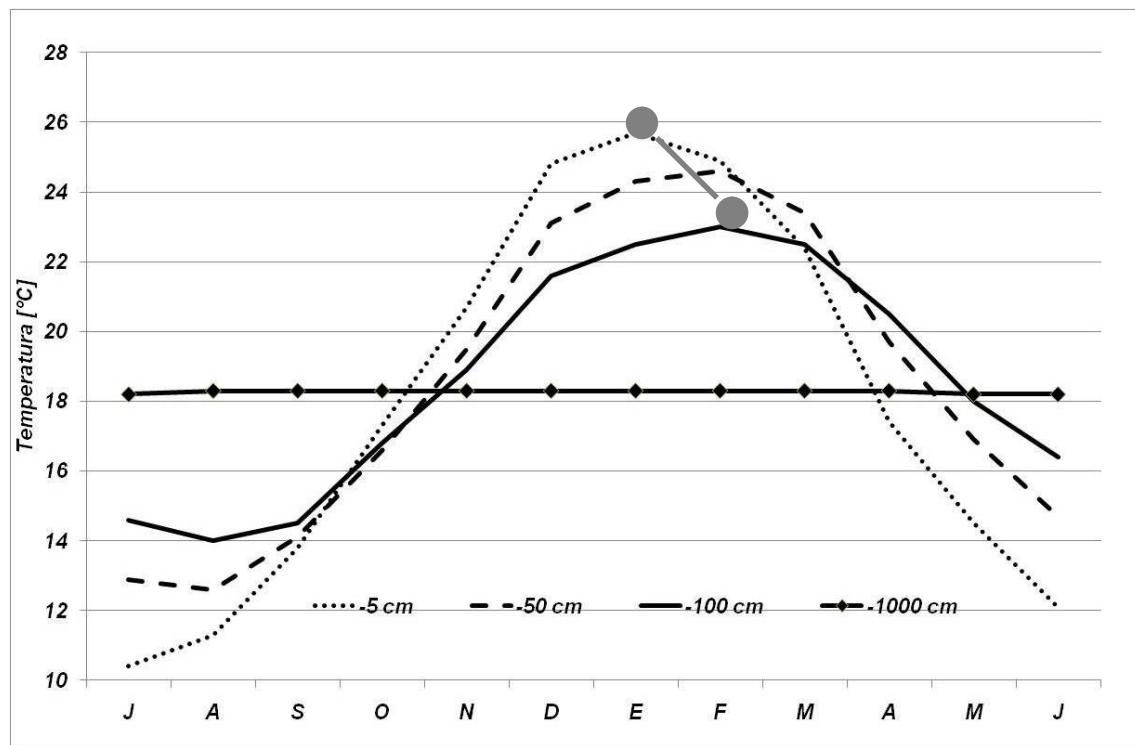


Figura 24. Representación de la Segunda ley de Angot: retraso en el tiempo del registro de temperaturas máximas y mínimas según profundidad. Azul, Buenos Aires

TEMPERATURA DEL AIRE

Procesos de calentamiento y enfriamiento del aire

Entre el suelo y la atmósfera hay un constante intercambio de energía que se hace bajo la forma de intercambio radiactivo y de otras formas de transferencia en la superficie activa, lo que compone el balance de calor integral, y puede subdividirse en 3 capas: capa microclimática o adyacente (0 m – 2 m), capa convectiva caracterizada por movimientos verticales del aire (2 m – 2 km) y capa advectiva, en la que predomina el movimiento horizontal del aire (2 km – 12 km). Dentro de la primera capa, si se toman en cuenta las variaciones de temperaturas, puede hacerse otra subdivisión (Figura 25):

1. Capa laminar o límite (2 mm de altura), es la capa dentro de la cual la transmisión de calor entre aire y suelo, y viceversa, se hace por conducción molecular y el aire se comporta como un sólido. En ese espesor, midiendo la variación vertical de temperatura, se registrará una violenta disminución de la temperatura con la altura
2. Capa intermedia de conducción-convección: se desarrolla sobre la capa hasta unos pocos cm. La transmisión de calor se hace por movimientos verticales del aire
3. Capa de convección-turbulencia o turbulencia: desde los 5-10 cm hasta los 2 m. El movimiento o transferencia de calor se da por un proceso típico de convección que en general es bastante violento, por lo que se llama convección turbulenta o directamente turbulencia. Esta turbulencia o movimiento desordenado obedece a una razón térmica, aunque de día esta turbulencia puede estar favorecida por el viento dando origen a una turbulencia de característica dinámica. Esta turbulencia es la que se propaga a las capas más altas de aire, haciendo que el calor que se desprende de la superficie del suelo alcance alturas considerables.

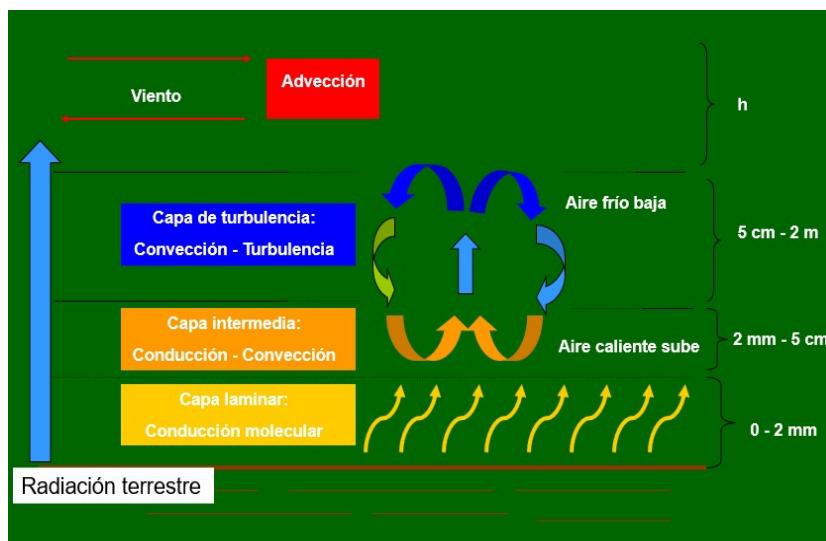
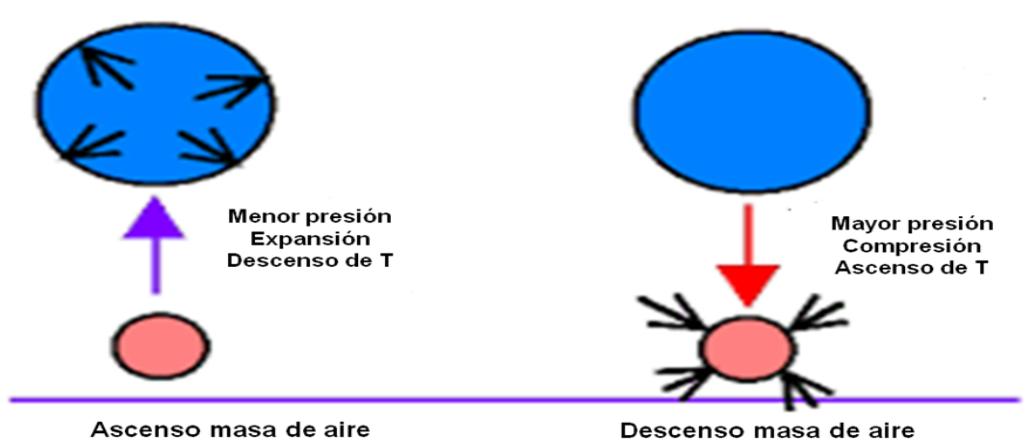


Figura 25. Esquema de los procesos interviniéntes en el calentamiento del aire

Si no existiera un movimiento convectivo, el espesor que alcanzaría la variación de temperatura del aire por influencia del suelo, no pasaría de unos centímetros. Ese movimiento significa un verdadero intercambio o movimiento de partículas o masas de aire que se mueven de abajo hacia arriba y de arriba hacia abajo, no solo transportando la temperatura del aire sino otros caracteres como humedad y cuerpos o partículas extrañas que pudiera poseer. Se denomina **coeficiente de intercambio** a la cantidad de gramos de aire que pueden pasar en la unidad de tiempo por unidad de superficie a una determinada altura. Su valor es tanto más grande cuanto mayor es la turbulencia. Cuando las variaciones introducidas por el viento son suficientemente intensas, ese coeficiente puede tomar valores grandes. De esa forma ha sido posible explicar la causa de la velocidad con que pueden ser transportadas ciertas impurezas del aire, como microorganismos, esporas, y organismos de diseminación vegetal que en determinados casos fueron transportados a enormes distancias. Esto es un factor importante en el problema de la difusión de enfermedades de cultivos.

Cambios adiabáticos de temperatura en la atmósfera [\[volver a Humedad del aire\]](#)

Los procesos descriptos previamente implican intercambio de calor, pero existen otras formas para variar la temperatura de una masa de aire, sin que se produzca intercambio de calor. Los procesos de cambio de temperatura en las capas altas de la atmósfera obedecen a un volumen de aire que, por diversas causas, se mueve en forma vertical dentro de la atmósfera, ascendiendo o descendiendo. La disminución progresiva de la presión atmosférica con la altura hace que ese volumen de aire en su movimiento vertical se expanda al ascender y se contraiga al descender (Figura 26). Todo volumen de aire que se expande se enfriá mientras que, si se contrae, se calienta.



Fuente de la imagen:

<http://rammb.cira.colostate.edu/wmrvl/VRL/Tutorials/euromet/courses/spanish/nwp/n2300/n2300005.htm>

Figura 26. Variación de la temperatura del aire según presión

La baja conductividad calórica del aire hace que no haya intercambio calórico con la atmósfera, haciendo que las transformaciones termodinámicas que experimenta constituyan procesos **adiabáticos**: sin intercambio de calor con el medio externo, manteniéndose independientes de las condiciones de temperatura de las diferentes capas de aire que atraviesa.

Estos procesos son los responsables directos de los mayores procesos del tiempo (meteorológico) que se desarrollan en la atmósfera, y deben a una variación de la masa de aire a causa de los mismos movimientos atmosféricos. El grado de enfriamiento o de calentamiento que alcance un volumen de aire varía según su contenido de humedad.

Caracterización de la temperatura

Temperatura:

Temperatura máxima: valor más alto registrado en un período determinado (día, mes, año).

Temperatura mínima: valor más bajo registrado en un período determinado (día, mes, año).

Temperatura máxima media: promedio de las temperaturas máximas registradas en el período considerado.

Temperatura mínima media: promedio de las temperaturas mínimas registradas en el período considerado.

Temperatura media diaria: considerando la temperatura media diaria, pueden condensarse la gran cantidad de valores que va adquiriendo la temperatura a través de un día. La temperatura media puede calcularse:

- i) sumando y promediando las temperaturas registradas en las 24 horas del día. Este método sólo es aplicable cuando se cuenta con observaciones horarias.
- ii) sumando y promediando las tres observaciones diarias de 8, 14 y 20 horas. Este método es el utilizado en la República Argentina y el valor obtenido se aproxima bastante al obtenido promediando las temperaturas horarias.
- iii) sumando y promediando las temperaturas mínima y máxima del día.

Temperatura media mensual: promedio de las temperaturas medias diarias de un mes y año determinado.

Temperatura media anual: promedio de las temperaturas medias diarias de los 365 días del año o de las 12 temperaturas medias mensuales.

Amplitud térmica:

Amplitud térmica diaria: diferencia entre la temperatura máxima y mínima diaria

Amplitud térmica media anual: diferencia entre la temperatura media del mes más cálido y la del mes más frío.

Amplitud anual extrema o absoluta: diferencia entre la temperatura máxima más elevada y la mínima más baja, registradas durante el período de años considerados.

Amplitud térmica media mensual: para cada mes del año, diferencia entre la temperatura máxima media y mínima media.

Bioperíodos térmicos:

Duración en días del período con temperaturas medias diarias mayores a ciertos niveles considerados como las temperaturas de crecimiento para los diferentes grupos bioclimáticos de cultivos.

Bioperíodo de 5 °C: período con temperaturas mayores o iguales a 5 °C, favorables para el crecimiento de cultivos invernales (trigo, avena, cebada, centeno)

Bioperíodo de 10 °C: período con temperaturas mayores o iguales a 10 °C, favorables para el crecimiento de cultivos de media estación (papa) o de verano con alguna resistencia a heladas (girasol)

Bioperíodo efectivo de 10 °C: es similar al bioperíodo de 10 °C pero se deben descontar los días que coinciden con el período de heladas (sorgo y maíz)

Bioperíodo efectivo de 15°C: período con temperaturas medias diarias mayores o iguales a 15 °C, sin heladas favorables para cultivos muy exigentes en calor (soja, algodón y arroz)

Estaciones térmicas:

Verano térmico: duración en días del período con temperaturas medias diarias iguales o mayores de 20 °C.

Invierno térmico: duración en días del período con temperaturas medias iguales o inferiores a 10 °C.

Primavera y otoños térmicos: lapsos intermedios

VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA DEL AIRE: FACTORES QUE INCIDEN

Variación diaria

Durante el día, los procesos de calentamiento y enfriamiento del aire acompañan a lo que ocurre en la superficie terrestre y son muy dependientes del balance de radiación local. A partir de la salida del sol, la temperatura se eleva rápidamente y sigue subiendo hasta una a tres horas después que el sol alcanza su altura máxima, al ser la radiación incidente mayor que la emitida. Despues cae continuamente durante toda la noche, registrándose el mínimo, generalmente hacia la salida del sol. Debido a la diferencia en el horario de salida o puesta del sol, el momento de ocurrencia de la temperatura mínima o máxima diaria depende de la estación del año. Por ejemplo, en Buenos Aires, la mínima en invierno se registra en promedio a las 6 h, mientras que en verano se da a las 4.30 h; mientras que la máxima se da en invierno a las 14 h y en verano a las 14.30 h.

A lo largo del día, cuando se está recibiendo radiación solar, la temperatura es más elevada próxima a la superficie y va disminuyendo con la altura (esa disminución, al principio es muy violenta y luego se hace más reducida). Este tipo de disminución de la temperatura con la altura se denomina **gradiente tipo insolación**, pues corresponde al momento en que el sol envía su calor (Figura 27a).

Durante el ciclo diurno hay un momento en que el sol declina, y el calor recibido se equilibra con el que pierde el suelo hacia arriba. La medición de la temperatura en una hora cercana al atardecer indicará muy poca diferencia entre capas superiores e inferiores del aire, y la curva se parece cada vez más a una recta. Esto indicaría que en ese momento hay una **isotermia** (igual temperatura) con la altura. Es decir, que la temperatura no desciende tanto con la altura, en especial en capas bajas (Figura 27b).

Luego, la pérdida de calor del suelo es mayor que la recepción y, por lo tanto, la superficie del suelo comienza a enfriarse. Durante la noche, el enfriamiento del suelo por radiación determina que el aire en contacto con el mismo se vaya enfriando cada vez más. Cuando la superficie del suelo, por radiación, adquiere una temperatura más baja que la de la capa de aire en contacto con él, esa capa de aire cede al suelo parte de su calor. En ese momento, el intercambio de calor entre el suelo y el aire se invierten y el pasaje será del aire al suelo, que está más frío. Al enfriarse la capa de aire en contacto con el suelo, cada una de las capas de aire sobreuestas va transfiriendo paulatinamente hacia abajo el calor que tiene, con un proceso que es mezcla de conducción y radiación. Eso determina, mientras siga el enfriamiento de la

superficie del suelo, que se manifieste un enfriamiento de las capas cercanas al suelo, tanto más grande cuando más cerca del suelo estén. Ese enfriamiento de las capas de aire está favorecido por la estabilidad del aire como consecuencia de la menor temperatura del aire en las capas inferiores, y por lo tanto más densas, tendiendo a permanecer quietas en los niveles más bajos. Si en la mitad de la noche se midiera la temperatura con termómetros colocados a diversas alturas, la curva de la temperatura se vería invertida con relación a la que ocurre durante el día, y las temperaturas más bajas estarían cerca del suelo, elevándose la temperatura a medida se aumenta en altura. Esta forma de curva típica de noches despejadas y sin viento (propicias para la ocurrencia de heladas), son curvas de tipo radiactivo y a este proceso se le da el nombre de **inversión de térmica**, pues es correspondiente a la forma inversa de la del día (Figura 27c).

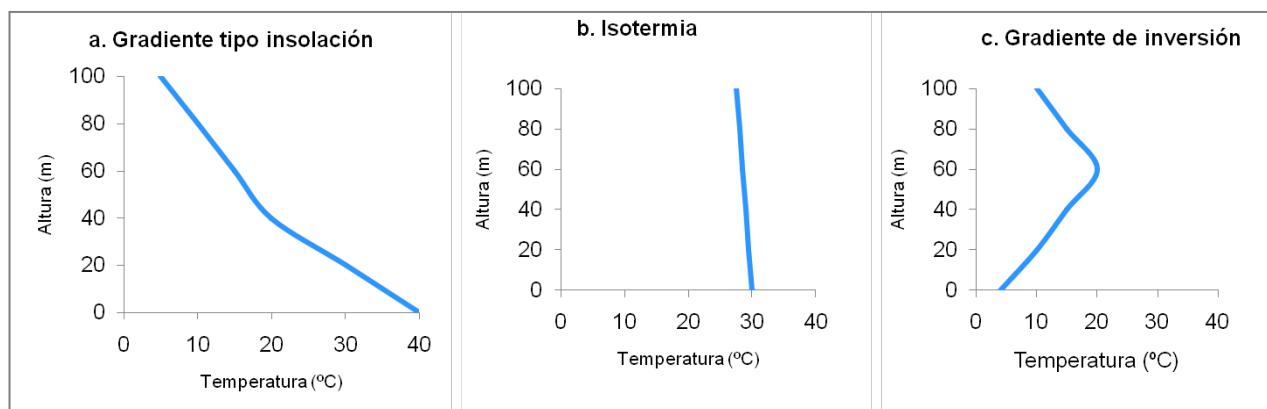


Figura 27. Variación de la temperatura con la altura según el momento del día

El punto hasta el cual la temperatura aumenta con la altura es lo que se llama **altura de inversión**; y la capa entre el suelo y esa altura es la **capa de inversión**. A partir de esa altura, la temperatura comienza a disminuir normalmente con la altura (Figura 28).

Normalmente la capa de inversión puede estar a 50, 80, 100 m de la superficie, y la diferencia entre la temperatura de la capa de aire cercana al suelo (o a 1 m de altura, por ejemplo) y la temperatura cercana a la capa de inversión depende de los caracteres del lugar. Esto es importante en la aplicación de métodos de lucha contra heladas.

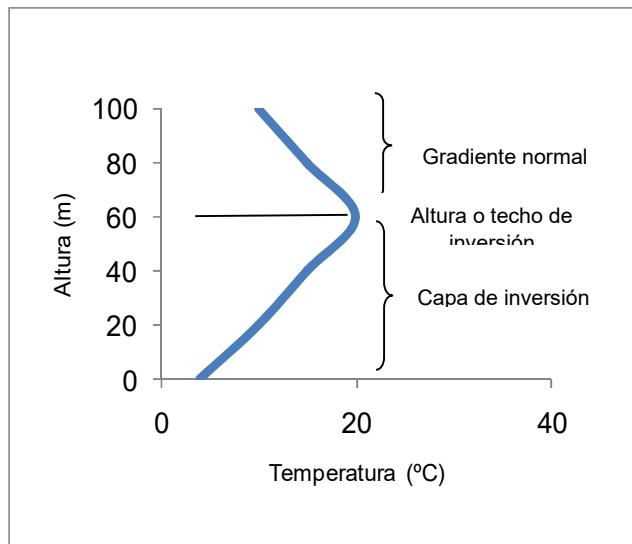


Figura 28. Inversión de la temperatura

Por lo tanto, a lo largo del día, la temperatura del aire en capas bajas tiene 2 curvas características:

- Durante el día, a mayor altura, menor temperatura: Gradiente de insolación
- Durante la noche, a mayor altura, mayor temperatura: Gradiente de inversión

Estos procesos de transferencia de calor y de temperatura, que dependen casi exclusivamente de calentamiento o enfriamiento del suelo y que se dan por intercambio de calor explican fundamentalmente la variación de la temperatura en la proximidad de la superficie terrestre.

La variación de la temperatura diaria depende también de otros factores como:

Del estado del cielo: con cielo cubierto por nubes la radiación emitida por el suelo y la atmósfera es absorbida y devuelta por las nubes en gran parte, disminuyendo el máximo y aumentando el mínimo de temperatura (Figura 29).

De la estabilidad del aire: si existe una inversión, la variación de la temperatura es mayor, ya que la capa de aire a calentar es menor y la temperatura se eleva rápidamente hasta romper la inversión.

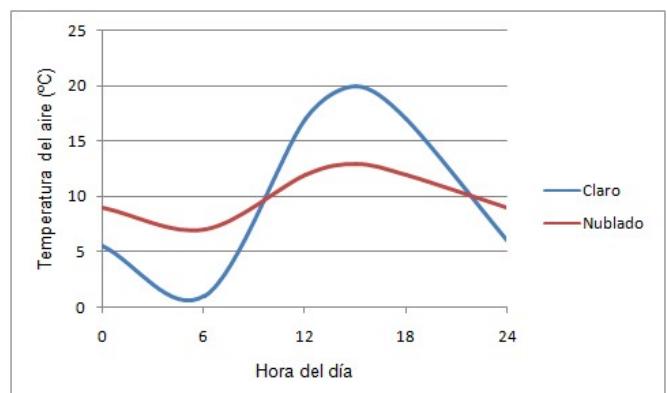


Figura 29. Marcha de la temperatura diaria según estado del cielo

De la naturaleza de la superficie: sobre el mar la oscilación diaria es menor que sobre el suelo y el máximo ocurre antes, una hora y media después que el sol haya alcanzado su altura máxima (se produce antes el equilibrio entre la radiación incidente y la emitida, debido al menor calentamiento del agua).

Amplitud térmica diaria

Latitud:

La amplitud diaria aumenta desde los polos hacia el ecuador, debido a que en éste el día dura 12 horas y a medio día el sol envía sus rayos verticalmente en todas las épocas del año. Aunque con cierto retraso la temperatura del aire sufrirá variaciones semejantes a las de la intensidad de la radiación solar que llega al suelo. Durante la noche, como ésta es relativamente larga, la temperatura del suelo sufre un descenso pues a la caída del sol se halla muy caliente. Como ejemplo del efecto de la latitud, en la Argentina, observando su variación de norte a sur, puede verse lo que ocurre con la amplitud media diaria en marzo (mes con días de aproximadamente 12 h de duración en todas las latitudes) (Tabla 11).

Tabla 11. Variación de la amplitud térmica media diaria según latitud para el mes de marzo

Posadas	13 °C
Buenos Aires	10,8 °C
Mar del Plata	10,1 °C
Ushuaia	8,7 °C

Fuente de la Tabla: De Fina, A.L. & Ravelo, A.C. 1973. Climatología y Fenología Agrícolas. Eudeba.

En latitudes medias (entre los paralelos de 30 y 45), la amplitud diaria es mayor en verano, debido a que el sol envía sus rayos mucho más verticalmente y por más tiempo que en invierno (Tabla 12). Además, la pérdida de calor es mucho más intensa en las noches estivales que en las invernales y el descenso de temperatura es más pronunciado en las noches de verano, aunque éstas sean más cortas.

Tabla 12. Amplitud térmica media diaria en latitudes medias (Bahía Blanca)

Diciembre	14,2 °C
Marzo	12,8 °C
Junio	7,6 °C
Septiembre	10,6 °C

Fuente de la Tabla: De Fina, A.L. & Ravelo, A.C. 1973. Climatología y Fenología Agrícolas. Eudeba.

Distancia al mar:

La amplitud diaria es mayor cuanto mayor es la distancia al mar debido al calentamiento diferencial del agua y el suelo. En los continentes la temperatura llega a valores muy altos durante el día y muy bajos durante la noche. El hemisferio sur es típicamente oceánico (80% de agua y 20% de tierra) hasta los 50° LS, latitud a partir de la cual ya casi no hay tierra. A la inversa del hemisferio norte, en donde las latitudes más altas, la proporción de tierras es mayor. Las superficies continentales presentan gran amplitud térmica diaria y también veranos calientes e inviernos fríos. En las superficies oceánicas hay variaciones térmicas diarias y anuales mucho menos marcadas.

Topografía:

En los valles hay mayor amplitud que en las laderas de montañas ya que el aire más pesado se acumula en el fondo del valle provocando descensos de temperaturas. Con la altura, la amplitud diaria disminuye considerablemente ya que el aire absorbe muy poco la radiación solar y prácticamente se calienta y enfriá por contacto con el suelo.

Nubosidad:

Cuanto más nuboso es un clima menor es la amplitud porque durante el día las nubes obstruyen el paso de los rayos solares y evitan un excesivo calentamiento del suelo mientras que por la noche interceptan la radiación terrestre impidiendo un marcado descenso de la temperatura del suelo y en consecuencia de la del aire.

Variación anual de la temperatura

La diferencia de temperatura entre los meses más cálidos y fríos es mayor en latitudes más elevadas y para la misma latitud sobre los continentes que sobre los océanos. Los momentos de máxima y mínima temperatura anual no coinciden con los momentos de máxima y mínima radiación solar. Así, las temperaturas más altas son posteriores al solsticio de verano, a veces un mes y hasta un mes y medio después. Eso se debe a que el calentamiento del suelo continúa más allá de la culminación del periodo de radiación solar. De igual forma, el enfriamiento de invierno no corresponde al solsticio, sino más adelante, en julio o agosto.

Amplitud térmica anual

Exceptuando las regiones cercanas al ecuador, donde la temperatura es prácticamente igual durante todo el año, en el resto de las regiones de la tierra la temperatura varía con las épocas del año. La causa primordial de esta variación radica en las variaciones de la duración del día y de la inclinación de los rayos solares que llegan a la superficie. Todas las causas que determinan la amplitud térmica diaria actúan sobre la amplitud anual. La única causa que actúa en sentido inverso es a la latitud ya que la cantidad de calorías recibida por la superficie terrestre en un día de invierno y en un día de verano es muy distinta en las regiones polares. Esta diferencia va disminuyendo a medida que nos acercamos al ecuador.

Variación de la temperatura con la altura

En la atmósfera la temperatura disminuye con la altura unos $6,5^{\circ}\text{C}$ por km hasta la tropopausa (nivel en que la temperatura deja de descender o lo hace muy lentamente). Esta disminución no es constante para un lugar dependiendo del momento del día y de la época del año. La magnitud del gradiente térmico vertical en un momento dado del día determina condiciones de estabilidad o inestabilidad del aire.

Ciertos procesos pueden dar lugar a que la temperatura aumente con la altitud, produciéndose inversión térmica. Estas pueden deberse a:

- Pérdida de calor por radiación desde la superficie en noches despejadas de invierno provocando el descenso de la temperatura de las capas de aire adyacentes al suelo.
- En los valles, durante noches despejadas, el aire frío proveniente de las laderas se va acumulando por ser más pesado y en este caso la temperatura del aire aumenta con la altura.
- Cuando se encuentran dos masas de aire de distinta temperatura, el aire frío más denso empuja y eleva el aire más cálido, reemplazándolo.
- Por advección de aire cálido sobre una superficie fría (agua, terreno frío o cubierto de nieve).

Distribución geográfica de la temperatura del aire

Para analizar la distribución geográfica de la temperatura se utilizan las isotermas¹¹ anuales, las de julio y las de enero.

Isotermas anuales

Si la temperatura solo dependiera de la radiación solar recibida, las isotermas anuales serían paralelas a la esfera terrestre. Sin embargo, dependen de distintos factores:

1. Distribución de tierras y mares: hasta la latitud de 45°, durante gran parte del año, los rayos solares son relativamente intensos y las noches relativamente cortas. De esta manera, a igual latitud, los continentes son más cálidos que los océanos y por lo tanto, al entrar al continente las isotermas se alejan del ecuador. Esto se observa muy bien en Sudamérica sobre las isotermas de 25° y 20 °C.
2. Corrientes marinas: paralela a la costa de Chile y Perú existe una corriente marina fría que corre de sur a norte, determinando que las costas del Pacífico en Sudamérica tengan una temperatura media anual más baja que las del Atlántico.
3. Altitud: en los altiplanos la atmósfera es muy poco densa y transparente, recibiendo gran cantidad de calor durante el día y sufriendo pérdidas intensas durante la noche.

Isotermas de enero

Sudamérica se va angostando a medida que aumenta la latitud, predominando el factor de oceanidad, debilitando el incremento de las temperaturas estivales, con veranos frescos e isotermas que se alejan del ecuador. Por ejemplo, la isoterma de 20 °C llega en el hemisferio sur a la latitud de Puerto Madryn (43° S), mientras que en el hemisferio norte alcanza los 65° N (Siberia). Esto determina que en el hemisferio norte puedan realizarse cultivos en latitudes altas, a diferencia de lo que ocurre en nuestro continente.

Además, en el hemisferio sur, a igual latitud, la temperatura va en aumento hacia el interior del continente, alejándose del ecuador; y al igual que lo

¹¹ Isoterma: línea que une los puntos de la Tierra que presentan una misma temperatura.

observado con las isoterma anuales, las costas del Pacífico son más frías que las del Atlántico. La corriente marina fría de Malvinas determina una menor temperatura en la costa bonaerense (19,7 °C) respecto a lo que pasa a igual latitud en el continente, por ejemplo, en General Acha, La Pampa (24,1 °C).

Isoterma de julio

El angostamiento del continente en Sudamérica determina amortigua las temperaturas invernales, reduciendo su intensidad, respecto a lo que ocurren en el hemisferio Norte. Así, las isoterma se acercan al ecuador.

Medición de la temperatura

Cuando se mide la temperatura del aire con fines agrícolas es suficiente una exactitud de 0,2 a 0,3 °C, dada su muy rápida variación en el tiempo y en el espacio. Otro aspecto para considerar es el “retardo termométrico”, que representa el tiempo que tarda un termómetro en alcanzar la temperatura del medio en el cual es introducido. La velocidad depende de las dimensiones y materiales constructivos del termómetro y de las propiedades del medio.

Clases de termómetros:

- 1) Termómetros de líquido en vidrio: se basa en la expansión de un líquido térmicamente sensible
 - a) Termómetro de mercurio en vidrio
 - b) Termómetro de alcohol en vidrio
- 2) Termómetros de deformación: Termómetros a bimetálico
- 3) Termómetros eléctricos

Termómetros de líquido en vidrio

Termómetro común: termómetro de mercurio en vidrio que posee un bulbo esférico alargado para asegurar una buena superficie de exposición, que se prolonga en un tubo capilar de vidrio de Jena. La escala está dividida en grados y fracciones de grado quedando, junto con el tubo capilar, encerrados dentro de un tubo de protección.

Termómetro de máxima: es un termómetro de mercurio en vidrio para la medición directa de la temperatura máxima del aire alcanzada en un periodo de tiempo dado. La característica principal de este instrumento es un pequeño estrangulamiento o contracción que presenta el tubo capilar cerca de su base. El termómetro debe ubicarse en posición horizontal. Cuando la temperatura del

aire asciende, el mercurio se dilata y ejerce una presión que lo extiende desde el bulbo a la columna venciendo el estrangulamiento. Al descender la temperatura, el mercurio del bulbo se contrae y se produce la ruptura de la columna al no poder el mercurio que en ella se encuentra vencer la contracción o estrangulamiento citado. La lectura se efectúa sobre el extremo de la columna de mercurio del capilar. Para que este termómetro pueda volver a indicar otra temperatura máxima es necesario efectuar una operación llamada "puesta a punto", que consiste en tomar el termómetro por el extremo opuesto al bulbo y sacudirlo con un movimiento brusco y rápido hasta que el mercurio del capilar se una al del bulbo venciendo el estrangulamiento. La verificación de que la unión ha sido real se hace comparando la lectura del termómetro de máxima con la del común, ambas deben ser iguales.

Termómetro de mínima: es un instrumento de alcohol en vidrio. El elemento sensible puede ser alcohol amílico, toluol, etc., contenido en un depósito o bulbo que se prolonga en un tubo capilar de vidrio de Jena, cerrado en su extremo, en cuya parte superior se ha introducido aire o gas inerte a presión mayor que la atmosférica. Conviene que el bulbo termométrico sea de forma esférica alargada, a horquilla, para aumentar la superficie de exposición y con ello su sensibilidad. Esto es necesario porque el alcohol posee baja conductividad térmica y una gran capacidad calórica. En el interior del tubo capilar va colocado un índice de porcelana o vidrio. Este índice posee extremos abotonados para que no atraviesen el menisco y debe poder desplazarse con facilidad dentro del tubo capilar cuando se desplaza por efectos de la contracción del alcohol. El funcionamiento de este instrumento se basa en la propiedad del alcohol de ser un líquido que moja las paredes del contenedor formando un menisco cóncavo en el extremo de la columna. Este menisco permite la introducción del índice en su seno a la vez que ejerce una cierta tensión superficial. Al descender la temperatura, el índice es arrastrado por acción de la tensión superficial que se ejerce en el menisco. En cambio, cuando la temperatura asciende, el índice queda inmóvil porque sobre él ya no actúa esa tensión. La lectura se realiza sobre el extremo del índice opuesto al bulbo y para dejar el termómetro en condiciones de realizar una nueva lectura debe ser "puesto a punto" inclinando el termómetro de manera tal que el índice se desplace por acción de la gravedad hasta detenerse en el menisco de la columna. Para medir la temperatura mínima en abrigo meteorológico, se coloca el termómetro en posición casi horizontal con el extremo del bulbo levemente bajado a 1,25 - 2 m sobre el nivel del suelo. A la intemperie se lo puede instalar a diferentes niveles, según los fines perseguidos. En este caso, se lo coloca a la puesta del sol y se lo retira a la mañana siguiente para evitar que la radiación solar altere las condiciones de medición o las del termómetro.

Termómetros de deformación: son termómetros cuyo elemento sensible se deforma con la temperatura.

Termógrafo a bimetálico: el elemento sensible se compone de dos tiras metálicas de diferentes coeficientes de expansión, soldadas entre sí en toda su longitud y que tienden a flexionarse con la de mayor expansión. Uno de los extremos del bimetálico se deja fijo y cuando ocurre una variación de la temperatura, se produce un cambio del radio de curvatura del sistema resultando deformaciones del elemento sensible que son transmitidas, a través de su extremo libre, a un sistema de palancas para su amplificación y luego a una pluma que inscribe un trazo sobre una faja. El tambor sobre el que está adosada la faja, gira mediante un mecanismo de relojería (Figura 30).

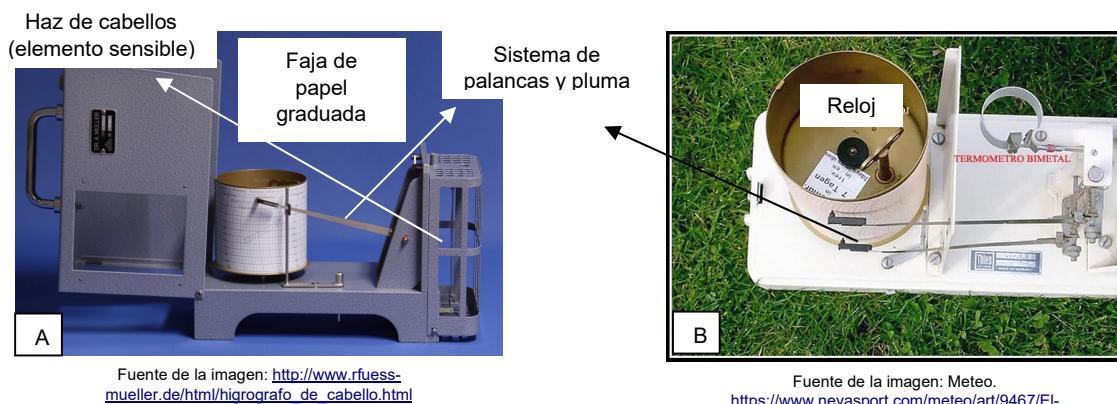


Figura 30. A. Higrógrafo. B. Termohigrógrafo o Higrotermógrafo

Termómetros eléctricos: utilizan un elemento transductor cuyas propiedades eléctricas son una función de su estado térmico. Esta forma de funcionamiento es la que corresponde a los sensores que se utilizan, por ejemplo, en las estaciones meteorológicas automáticas, que poseen un sistema que detecta variaciones en la temperatura del aire, del agua o el suelo y las transforma en una señal eléctrica que llega hasta un sistema electrónico (Figura 31).



Figura 31. Sensor de platino para registrar temperatura de suelo

Geotermómetro

Para el registro de temperatura del suelo se utiliza un tipo de termómetro que se denomina “geotermómetro” (Figura 32). Su funcionamiento se basa en el mismo principio que los termómetros comunes, pero se diferencian de éstos en:

- a) El capilar presenta una longitud variable, tanto mayor cuanto mayor sea la profundidad en la que irá ubicado el bulbo, en función de la profundidad a la que se quiere registrar la temperatura del suelo.
- b) Presentan un acodamiento, formando un ángulo de 30° con la vertical, a una distancia del bulbo igual a la profundidad a la que se quiere ubicar éste, para asegurar que el bulbo se ubique en posición horizontal y no quede expuesto a diferencias de temperaturas por diferencias en la profundidad de contacto con el suelo.



Geotermómetro de máxima y de mínima

Figura 32. Geotermómetro

En estos instrumentos el acodamiento es de 90°, por lo que una vez instalados, la escala queda en forma horizontal y apoyada sobre el suelo. En su construcción se utiliza alcohol.

Geotermómetro de mínima: se basa en el mismo principio utilizado que en el destinado a medir la mínima del aire.

Geotermómetro de máxima: tiene un índice de metal liviano ubicado dentro del capilar, pero fuera del alcohol. Al aumentar la temperatura, el índice es desplazado por el alcohol al dilatarse. Cuando la temperatura desciende, el alcohol se contrae, dejando inmóvil el índice, cuyo extremo más cercano al bulbo dejará indicada la máxima ocurrida en un lapso determinado.

En ambos termómetros, antes de la siguiente observación, habrá que desplazar los índices por medio de un imán, hasta que se detengan en el extremo de la columna de alcohol.

Ubicación del instrumental en la estación meteorológica

- 1) Para medir la temperatura del aire debe evitarse que el depósito del termómetro sea alcanzado por el calor transmitido por radiación. Para ello se coloca el termómetro en el centro del abrigo meteorológico. Los termómetros deben colocarse a 1,50 m de altura para obtener datos comparables entre los distintos observatorios. Los termómetros de máxima y de mínima se ubican en posición casi horizontal.

- 2) Para medir la temperatura del suelo, se entierran el bulbo del geotermómetro y la parte del capilar correspondiente, quedando sobre la superficie el resto del instrumento (escala) que se ajusta por medio de un soporte especial. Cuando se ubican varios geotermómetros para conocer la temperatura del suelo a distintas profundidades, se ubican en orden creciente de profundidad, de este a oeste (5, 10, 15, 20, 50 cm, etc.).

Bibliografía

Castillo, F.E.; Castellvi Sentis, F. 1996. Temperatura. En: Agrometeorología. Pp. 185-206. Ediciones Mundi-Prensa.

De Fina, A.L.; Ravelo, A.C. 1975. Climatología y Fenología Agrícolas. Pp. 33-68. EUDEBA. 2º Ed.

Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (eds.). 2011. Temperatura del suelo y el aire. En: Agrometeorología. Editorial Facultad de Agronomía. UBA. Pp: 47-55.

HUMEDAD DEL AIRE

La humedad atmosférica proviene de la evaporación que ocurre en la superficie terrestre, y presenta importancia desde el punto de vista meteorológico y biológico. Meteorológicamente, el vapor de agua:

- Absorbe muy fácilmente las radiaciones térmicas (onda larga), por lo que el aire húmedo se calienta más que el aire seco
- En su formación o condensación produce variaciones en la temperatura del aire (liberando o absorbiendo energía del medio para los cambios de estado)
- Regula la velocidad de evaporación del agua sobre la tierra y los mares
- Por su condensación o congelación produce fenómenos meteorológicos como: nubes, nieblas, lluvia, nieve, granizo y otras formas de precipitación

Biológicamente o agronómicamente, regula la velocidad de desecación de los suelos, influye en la velocidad de transpiración de las plantas y puede generar condiciones predisponentes para la aparición de plagas y enfermedades.

El vapor de agua en la atmósfera se origina como parte del proceso de transformaciones de estado del agua, constituyendo el **ciclo hidrológico** (Figura 33).



Fuente de la imagen: USGS. <https://www.usgs.gov/media/images/el-ciclo-del-agua-water-cycle-spanish>

Figura 33. Esquema del ciclo hidrológico

Los procesos de transformación del agua comprenden:

Evaporación: el agua líquida de distinta procedencia (océanos, mares, ríos, lagos, etc.), de las capas superficiales del suelo, o contenida en los seres vivos, pasa al estado de vapor, y así formar parte de la humedad de la atmósfera, y puede ser transportada por los movimientos de ésta a distintos puntos del planeta. Para este proceso se requiere energía (calor latente de evaporación = $540 \text{ cal g}^{-1} \approx 600 \text{ cal g}^{-1}$), que es provisto en forma directa o indirecta por la radiación solar. El 80% del agua evaporada proviene de los océanos y la transpiración de las plantas contribuye con un 10%.

Condensación: el agua en estado de vapor puede pasar a su forma líquida, liberando una cantidad de energía equivalente a la absorbida en la evaporación (calor latente de condensación). Así, se forman pequeñas gotas que se mantienen en suspensión formando nubes, lo que ocurre cuando el aire alcanza la máxima cantidad de agua en estado de vapor que puede contener a una determinada temperatura (aire saturado). Sin embargo, la condensación puede darse también en aire no saturado por la presencia de núcleos de condensación que brindan una superficie sobre la que se condensa el vapor de agua.

Solidificación o congelación: es el cambio del agua de estado líquido a sólido, proceso en el que se libera energía al ambiente (calor latente de solidificación = 80 cal g^{-1})

Fusión o derretimiento: pasaje de hielo a agua líquida, lo que implica absorción de energía (calor latente de fusión = 80 cal g^{-1})

Deposición: es el pasaje de gas a sólido, que implica liberación de energía (calor latente de deposición = 620 cal g^{-1})

Sublimación: transformación directa de sólido a gas, y siendo el proceso inverso al anterior, requiere energía (calor latente de sublimación = 620 cal g^{-1})

Formas de expresión del vapor de agua en la atmósfera

Capacidad del aire: cantidad máxima de vapor que pueda contener una masa de aire a una determinada temperatura (la cantidad de vapor de agua o humedad que puede contener el aire depende directamente de la temperatura). El aire está saturado cuando alcanzó su capacidad, es decir que ya no soporta más vapor de agua. Cualquier exceso a partir de este punto se traduce en fenómenos como rocío, lluvia, niebla.

Tensión de vapor (e): presión ejercida por el vapor de agua en el total de una masa de aire. La ley de Dalton expresa que la presión total de una mezcla de gases es igual a la suma de las presiones parciales de los gases que la componen. El aire húmedo (aire seco + vapor de agua) se comporta aproximadamente como un gas ideal, pudiendo expresarse que la presión total de la mezcla (p) es igual a la presión parcial del aire seco (p_a) + presión parcial de vapor de agua o tensión de vapor (e). Así, el vapor de agua ejerce en el aire una presión que será mayor cuanto mayor sea su cantidad en un determinado volumen. Se expresa en unidades de presión: mbar (milibares), mm de Hg o hPa (hectopascal).

$$p = p_a + e$$

Tensión de saturación (E): límite máximo de vapor de agua que puede contener una masa de aire. Este límite es función de la temperatura, existiendo un valor de E para cada temperatura; y aumentando exponencialmente con el aumento de la temperatura. Se expresa en unidades de presión: mbar (milibares), mm de Hg o hPa (hectopascal). El aire está saturado cuando el vapor de agua que contiene puede quedar en equilibrio con una superficie horizontal de agua pura a la misma temperatura que la del aire. O sea, cuando la cantidad de moléculas de vapor que pasan a la fase líquida es equilibrada por una misma cantidad de moléculas de líquido que pasan a la fase gaseosa.

Déficit de saturación (DS): es la diferencia entre la presión de vapor de saturación (E) y la tensión de vapor actual (e) a la temperatura ambiente. Indica la cantidad de vapor faltante para que el aire alcance la saturación, manteniéndose constante la temperatura. Si se mantiene constante e y la temperatura comienza a descender, E también disminuye, al igual que el déficit de saturación. Se expresa en unidades de presión: mbar (milibares), mm de Hg o hPa.

Temperatura de punto de rocío: temperatura a la cual una masa de aire debe ser enfriada para que se produzca la saturación, manteniéndose constante la tensión de vapor (e). Se expresa en °C.

Humedad relativa (HR): es la relación entre la tensión de vapor actual (e) y la de saturación (E), a la misma temperatura, expresada en porcentaje. La HR del aire saturado es 100%. La HR variará cuando aumente o disminuya el vapor de agua del aire (e) o aun cuando este se mantenga constante, varíe la temperatura, que es la que determina el valor de E.

$$HR = \frac{e}{E} \times 100$$

Humedad absoluta (a) o densidad de vapor: es el peso de vapor de agua que existe en cada unidad de volumen del aire. La humedad del aire varía cuando el aire se expande o se contrae, aunque el contenido de agua no se altere. Se expresa en gramos de vapor de agua por cada metro cúbico de aire. Ejemplo: si se tienen 10 g de vapor de agua en 1 m³ de aire, a = 10 g.m⁻³ y el aire se dilata a 2 m³, entonces los 10 g van a estar contenidos en 2 m³ representando ahora una humedad absoluta de 5 g.m⁻³. La humedad absoluta puede expresarse como:

$$a = 2,17 \frac{e}{T}$$

Donde: 2,17 = constante
e = tensión de vapor
T = temperatura absoluta

Humedad específica (q): es la relación entre la masa de vapor de agua (mv) contenida en una unidad de masa del aire húmedo (mv + ms, siendo ms la masa de aire seco). Se expresa en gramos de vapor de agua por kilogramo de aire húmedo. Es una expresión de la humedad del aire más constante que la humedad absoluta. Ejemplo: si 1 kg de aire con una determinada cantidad de vapor de agua es sometido a variaciones de temperatura, cambia su volumen, pero no su masa, o sea, seguirá teniendo 1 kg. Esto quiere decir que la masa específica varía con el contenido del vapor de agua, pero no con los cambios térmicos o de volumen del aire.

$$q = \frac{mv}{mv + ms}$$

Razón o proporción de mezcla (r): es la masa de vapor de agua (mv) existente en la unidad de masa de aire seco (ms) y se expresa en gramos de vapor de agua por kilogramo de aire seco. La proporción de mezcla es un elemento bastante constante y conservativo en el aire.

$$r = \frac{mv}{ms}$$

Curva de tensión de saturación

Considerando que para cada temperatura existe un valor de tensión de saturación (E), esta relación puede expresarse gráficamente, representando las diferentes formas de expresión del vapor de agua en la atmósfera (Figura 34). Si en ese esquema se imagina una masa de aire, que se encuentra a 24 °C y e

= 14 mm Hg, la misma puede llevarse a saturación (HR = 100%) de dos maneras, a partir de la tensión de vapor (e):

1. Manteniendo la temperatura constante a 24 °C, incrementando la cantidad de vapor de agua, hasta alcanzar el valor de tensión de saturación (E). La cantidad de vapor de agua a incorporar para que el aire alcance la saturación a esa temperatura es el déficit de saturación (DS).
2. Manteniendo la tensión de vapor (e) constante, disminuir la temperatura, con lo cual disminuirá la capacidad del aire de mantener agua en estado de vapor, disminuyendo la tensión de saturación (E) y el déficit de saturación (DS). La saturación (HR = 100 %) se alcanzará cuando se llegue a la temperatura de punto de rocío (TPR).

Pasando el nivel de saturación (por encima de la curva de tensión de saturación), la atmósfera eliminará el vapor de agua excedente transformándolo en agua líquida, con la formación de rocío, nieblas, neblinas o nubes si la temperatura se mantiene por encima de 0 °C o escarcha, nieve o granizo, si la temperatura es menor.

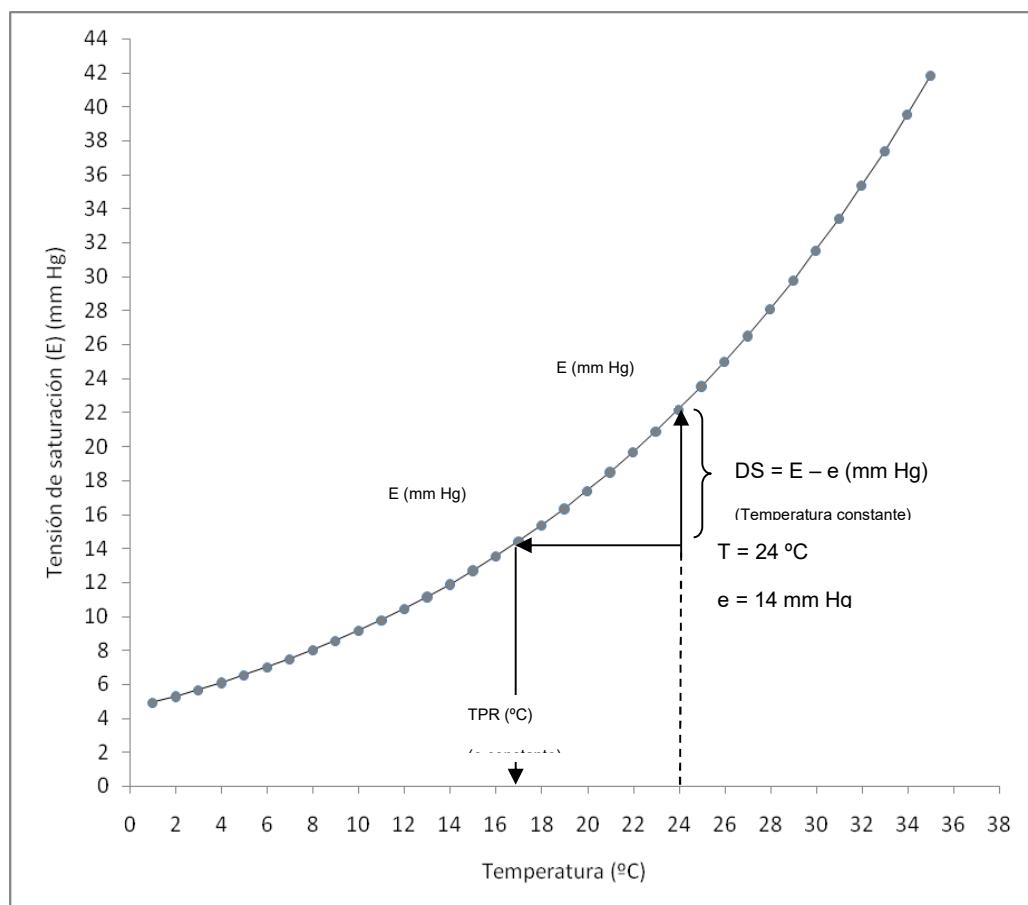
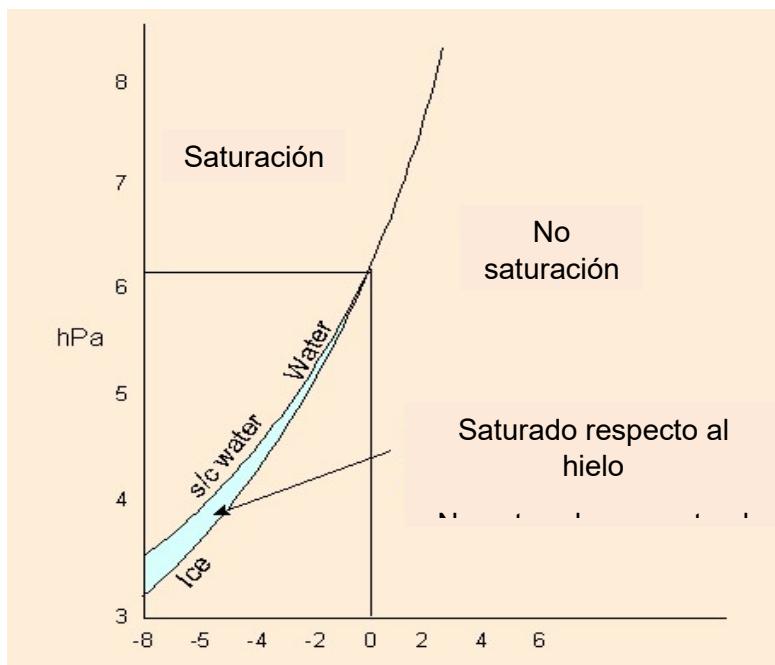


Figura 34. Curva de tensión de saturación en función de la temperatura

Para temperaturas inferiores a 0 °C, la tensión de saturación es diferente según el estado de la superficie de intercambio de vapor (Figura 35). En ciertas condiciones, la superficie de intercambio puede ser hielo o agua líquida sobre-enfriada (agua en estado líquido, aun cuando su temperatura esté por debajo del punto de congelación). Para una misma temperatura, inferior a 0 °C, el aire en contacto con agua líquida sobre-enfriada se satura con una tensión de vapor mayor que la del aire en contacto con hielo. De esta manera, cuando el aire está saturado con respecto al hielo, está en déficit de saturación con respecto al agua, y cuando el aire está saturado con respecto al agua, está en estado de sobresaturación respecto al hielo. Entre los – 5 °C y los – 25 °C, la diferencia entre la presión de vapor agua de una superficie de hielo y gotas de agua sobre-enfriada es de aproximadamente 0,2 hPa. Así, cuando en una nube coexisten cristales de hielo y gotas de agua sobre-enfriada se produce un gradiente de tensión de vapor desde el agua hacia el hielo. Esto es importante en la formación de las precipitaciones (Teoría de Bergeron y Findeisen).



Fuente de la imagen: Microfísica de la precipitación. Disponible en:
<http://rammb.cira.colostate.edu/wmrvl/tutorials/euromet/courses/spanish/nwp/n5420/n5420025.htm>

Figura 35. Tensión de saturación sobre hielo y agua sobre-enfriada

[\[Volver a Precipitación\]](#)

Variación del vapor de agua del aire: tensión de vapor y humedad relativa

Tensión de vapor

La cantidad de vapor de agua del aire varía en la superficie terrestre en relación con el espacio geográfico y con el tiempo. Considerando la humedad del aire como tensión de vapor (e), se puede decir que durante el día la variación de la tensión de vapor es reducida, prácticamente constante a lo largo del día y la noche, con un ínfimo incremento hacia el atardecer por el aumento del calentamiento y, por lo tanto, la evaporación.

En el año, la variación de la tensión de vapor sigue con una curva de variación aproximada (misma forma y paralela) a la temperatura, con una máxima en el verano y una mínima en el invierno (Figuras 36 y 37).

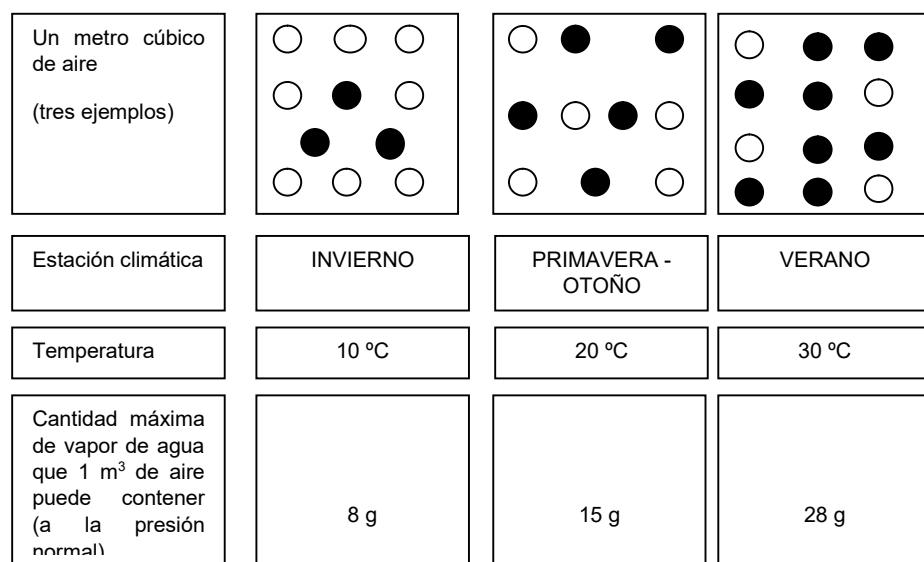


Figura 36. Cantidad máxima de vapor agua que puede contener 1 m³ de aire, a presión normal, según su temperatura. Referencias: ● moléculas de vapor de agua; ○ moléculas de aire

Geográficamente, la tensión de vapor varía con la altitud y la latitud. A mayor altura, disminuye por:

- Mayor alejamiento de la superficie evaporante
- Menor capacidad del aire para contener vapor de agua. Al aumentar la altura se produce un descenso de la temperatura. Este descenso normal de la temperatura con la altura se denomina gradiente térmico vertical y es de 0,65 °C cada 100 m.

Así, en la ciudad de Jujuy (1300 m.s.n.m) presenta una tensión media de 14,1 mm mientras que Humahuaca (3000 m.s.n.m) tiene un valor de 8,8 mm.

Por la latitud (sin considerar las variaciones orográficas), la tensión de vapor disminuye marcadamente desde el Ecuador (donde es máxima) hacia los polos, coincidiendo con la disminución de la temperatura y la evaporación.

Humedad relativa

Si se considera la humedad del aire expresada como humedad relativa, su variación diaria sigue una marcha inversa a la de la temperatura. Por lo tanto, los máximos se producirán en la noche y los mínimos a la tarde y a medio día.

En sentido anual, la variación de la humedad relativa sigue una marcha diferente, según el régimen de precipitaciones. Si las lluvias se presentan en forma homogénea durante el año (régimen isohigro). La humedad relativa dependerá más que nada de la temperatura y será menor en verano y mayor en invierno (Figura 38).

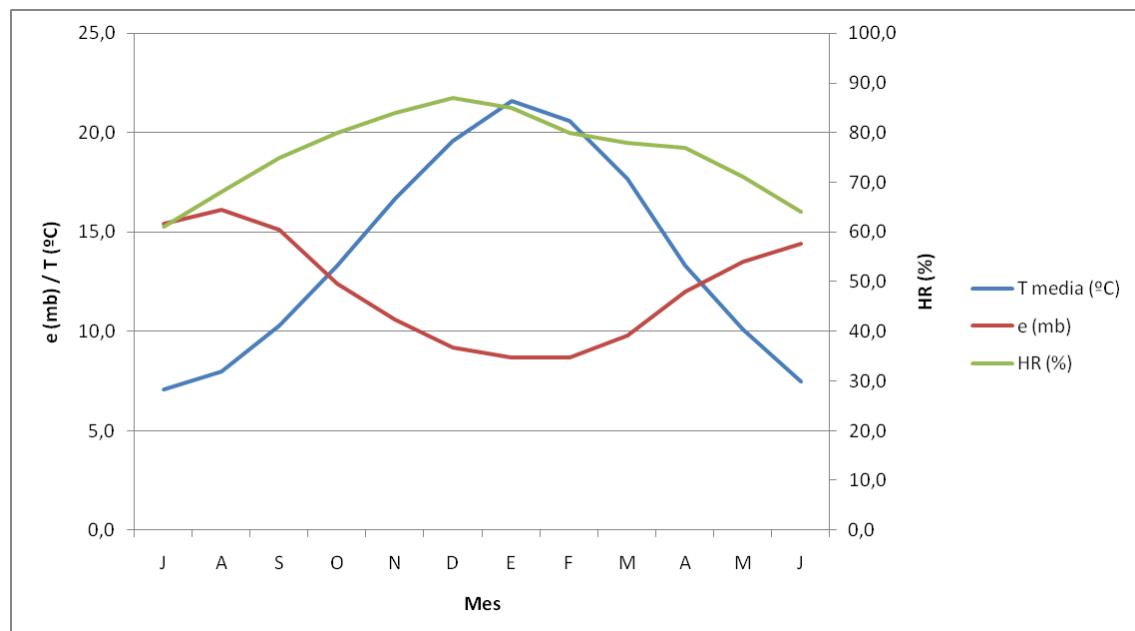


Figura 37. Variación de la temperatura media mensual, humedad relativa (HR) y tensión de vapor (e) a lo largo del año

Cuando las lluvias se concentran en un período del año (período húmedo) y faltan en otro período (período seco), puede ponerse como ejemplo lo que ocurre en Santiago del Estero, Salta y Tucumán, que llueve solo en verano (octubre–marzo), y se registra la humedad relativa máxima en abril u octubre, o

en el comienzo del periodo lluvioso. Esto es porque las lluvias estivales cargan a la atmósfera de vapor y cuando comienza a bajar la temperatura la humedad relativa tiene que elevarse.

Si las lluvias son en otoño–invierno (abril-septiembre), como en la Patagonia donde la humedad relativa máxima se produce en invierno y la mínima en los fines de la primavera. Esto es porque las lluvias dan mucho vapor al aire, la temperatura es baja y hay, por lo tanto, mucha humedad relativa. Cuando el aire se empieza a calentar se registra la humedad relativa mínima por dos factores: que la Patagonia está rodeada por mares y océanos de muy baja temperatura y la evaporación es mínima, y recién aumenta en diciembre y enero, pero como aumenta la temperatura hay un equilibrio (pues aumenta E). O sea, hay un atraso en el comienzo de la evaporación porque los mares son muy fríos.

Con relación a las variaciones geográficas de la humedad relativa se presenta un panorama muy irregular que hace imposible dar un modelo general de esa variación.

Medición de la humedad del aire

Psicrómetro

Se utiliza para determinar la humedad relativa del aire o la tensión de vapor. El funcionamiento del psicrómetro se basa en dos principios:

- 1) la evaporación del agua es tanto más rápida cuanto más seco está el aire
- 2) el agua para evaporarse necesita absorber calor, y este calor lo toma de los cuerpos que están en su contacto

Es un aparato compuesto por dos termómetros comunes de mercurio (par psicrométrico), uno de los cuales tiene su bulbo recubierto por una mecha o muselina que se mantiene constantemente humedecida, por lo que se lo denomina termómetro húmedo. Al otro se lo denomina termómetro seco. Ambos se colocan a 1,50 m de altura sobre el suelo en la casilla meteorológica y separados 10 cm entre sí (Figura 38).

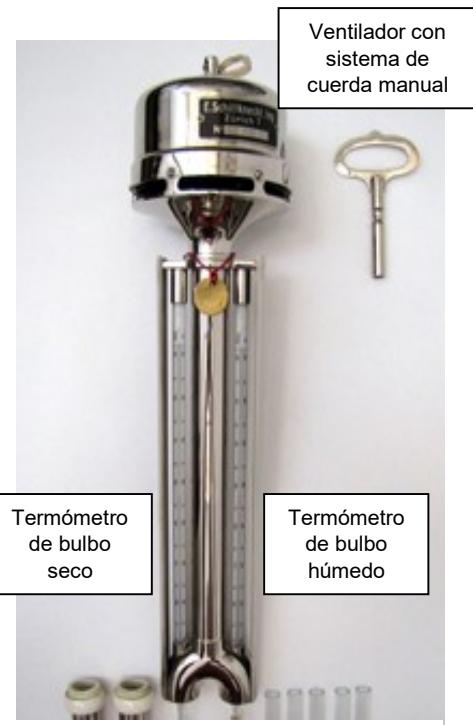


Figura 38. Psicrómetro portátil Assman

El fundamento de la medición de la humedad del aire con este tipo de instrumento es el siguiente:

- a) Si al par psicrométrico se lo coloca en una atmósfera saturada de humedad, ambos termómetros marcarán la misma temperatura pues, en estas condiciones, no se produce evaporación de la película de agua contenida en la mecha o muselina que rodea al termómetro húmedo.
- b) Si, en cambio, al par psicrométrico se lo coloca en un ambiente no saturado, se producirá evaporación, tanto más intensa cuanto más seco esté el aire. Este cambio de estado demanda una cantidad de calor del orden de las 600 cal/gr., lo que se traduce en un descenso de la temperatura del termómetro húmedo. Es evidente que a medida que la humedad del aire es menor, la diferencia entre las temperaturas indicadas por ambos termómetros (diferencia psicrométrica) será mayor. Conociendo esta diferencia y la temperatura del termómetro húmedo; mediante el uso de tablas podrá conocerse cuál es la cantidad de vapor de agua contenida en la atmósfera.

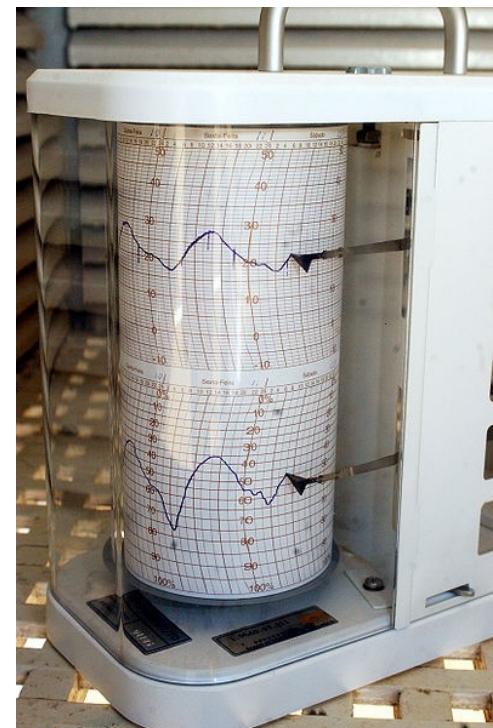
Para determinar la tensión de vapor o la humedad relativa existente en un momento dado, el observador debe anotar:

- a) la temperatura del termómetro seco
- b) la temperatura del termómetro húmedo
- c) la diferencia entre termómetros seco y húmedo

Con los datos (b) y (c) se recurre a las tablas psicrométricas, de las que se obtiene el dato de humedad relativa o tensión de vapor.

Higrotermógrafo o Termohigrógrafo

Es un instrumento que mide la humedad relativa y la temperatura. Para el registro de la humedad relativa, la parte sensible del aparato que mide la humedad (higrógrafo) está constituida por un haz de cabellos desengrasados que se alarga cuando aumenta la humedad relativa del aire y se acorta cuando la humedad disminuye. Para transformar la variación de longitud del cabello en movimiento del brazo portador de la plumilla, se utilizan sistemas de palancas. El equipo posee un cilindro que gira por un sistema de relojería, sobre el que se coloca una faja de papel que verticalmente presenta las horas del día y horizontalmente registra la humedad relativa (0 a 100 %) (Figura 39).



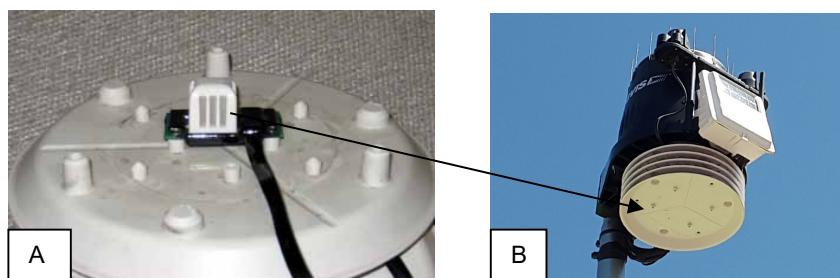
Fuente de la imagen: José Cruz/Abr. 2006.

<https://es.m.wikipedia.org/wiki/Archivo:Umidaderelativa.jpg>

Figura 39. Termohigrógrafo

Sensores para registro de humedad relativa

Las estaciones meteorológicas automáticas cuentan con sensores para el registro de la humedad relativa. En estos sensores el elemento sensible es un polímero dieléctrico que absorbe las moléculas de agua del aire. Pueden combinarse con sensores de temperatura (sensor termohigrómetro). El sensor va ubicado dentro de la garita o abrigo meteorológico, protegiéndolo de la radiación solar (Figura 40).



Fuente de la imagen: <http://www.meteolafont.es/estacion/>

Figura 40. Sensor termohigrómetro (A). Ubicación del sensor en abrigo meteorológico de estación meteorológica automática (B)

Ubicación del instrumental en la estación meteorológica

El instrumental destinado a la medición de la humedad del aire se coloca en el interior del abrigo meteorológico.

Efectos del movimiento vertical del aire sobre la humedad

Como se vio en “[Cambios adiabáticos de la temperatura del aire](#)”, cuando el aire se mueve verticalmente sufre modificaciones térmicas e hídricas que determinan que el movimiento prosiga o no. Los procesos adiabáticos que ocurren en ese movimiento pueden darse según los siguientes casos:

1. Ascenso y descenso de aire no saturado, o de aire seco ($HR < 100\%$).
2. Ascenso y descenso de aire saturado, o de aire húmedo ($HR = 100\%$).

El grado de enfriamiento o de calentamiento que alcanza un volumen de aire varía según su condición de humedad.

Para medir la intensidad de la variación de la temperatura con la altura se hace referencia a la variación del gradiente vertical (variación de la temperatura cada

100 metros de recorrido vertical). Todo volumen de aire seco que asciende en la atmósfera se enfriá adiabáticamente en una cantidad constante que es de -1°C por 100 m de elevación (gradiente adiabático seco: δ_s).

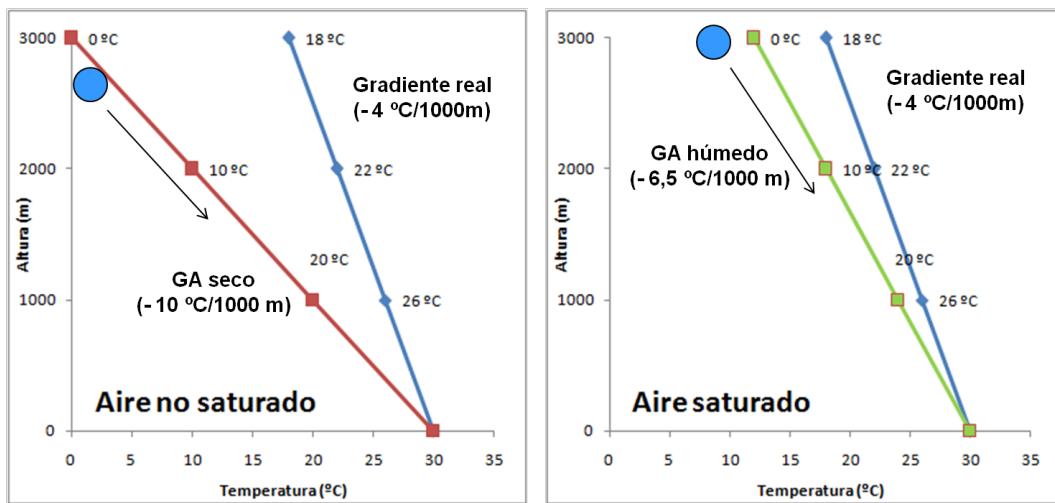
Si el aire en ascenso es húmedo, al enfriarse, el vapor de agua que posee se condensa liberando 595 a 599 calorías por gramo de agua, calor latente que se incorpora al aire del medio ambiente haciendo que el descenso térmico sea aproximadamente de $-0,65^{\circ}\text{C}$ cada 100 m de recorrido vertical (gradiente adiabático del aire húmedo: δ_h).

Si se considera un volumen de aire seco, al ascender se expandirá y enfriará (a razón de -1°C por cada 100 m de elevación), lo que determinará un aumento de su humedad relativa. Si en el ascenso se alcanza la temperatura de punto de rocío, comenzará a producirse la condensación del vapor de agua que excede al vapor de saturación, liberándose calor latente de condensación, compensando parcialmente el descenso térmico, que será ahora de $-0,65^{\circ}\text{C}$ cada 100 m de recorrido. Si ese volumen de aire comienza a descender, se contrae y calienta, registrándose el proceso contrario.

Estabilidad e inestabilidad de la atmósfera

La disminución de temperatura que se produce con la altura depende fundamentalmente del momento del día y del año y se denomina “gradiente real” (δ_r). La relación entre el gradiente real y los gradientes adiabáticos seco (δ_s) y húmedo (δ_h), en caso de producirse movimiento vertical ascendente del aire, determinan condiciones de estabilidad o inestabilidad en la atmósfera. Los grandes cambios de tiempo (tormentas, precipitaciones, vientos) se relacionan con procesos convectivos que expresan una situación de inestabilidad en la atmósfera.

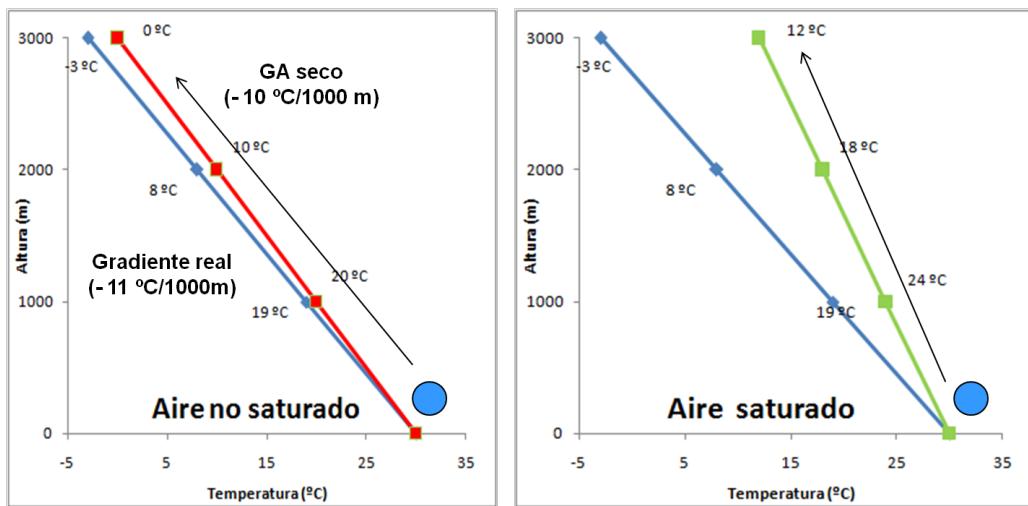
Si una masa de aire comienza a elevarse (con un δ_s o δ_h , según su contenido de humedad), y en determinado momento adquiere adiabáticamente una temperatura inferior al aire que la circunda (δ_r), tenderá a bajar debido a su mayor densidad, generando condiciones de **estabilidad**. La condición de **estabilidad absoluta** de la atmósfera se produce cuando el δ_r es inferior a los δ_h y δ_s ($\delta_r < \delta_h < \delta_s$ = estabilidad absoluta) (Figura 41). En general, la atmósfera tiende a estabilizarse cuando se reduce el contraste de temperatura entre el suelo y el aire, lo que puede ocurrir cuando el aire en altura está siendo reemplazado por aire más caliente (advección cálida), advección fría en superficie o enfriamiento por radiación nocturna.



Ejemplo tomado de Hurtado, R. 2013. El ciclo del agua. En: Agrometeorología. Murphy, G. Hurtado, R. (Eds.)

Figura 41. Ejemplo de una situación de estabilidad absoluta ($\delta r < \delta h < \delta s$)

En cambio, si en el ascenso de la masa de aire, su temperatura es superior a la del aire que la rodea, continuará su ascenso hasta que se igualen las temperaturas, generando condiciones de **inestabilidad**. La condición de **inestabilidad absoluta** de la atmósfera se produce cuando el δr es superior a los δh y δs ($\delta r > \delta h > \delta s = \text{inestabilidad absoluta}$) (Figura 42). Este tipo de inestabilidad se da, por lo general, en capas cercanas al suelo en días calurosos, cuando se producen condiciones de aire frío en altura y aire caliente en superficie, condición que hace aumentar el gradiente vertical de la temperatura.

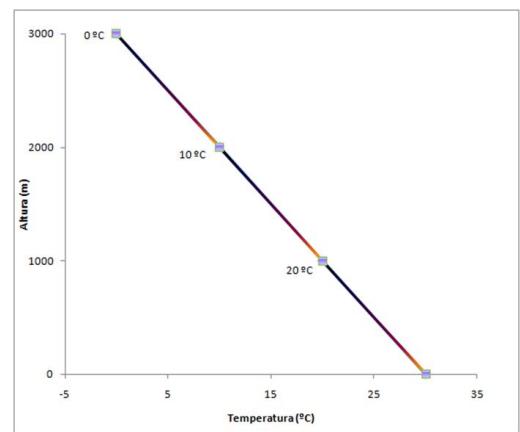


Ejemplo tomado de Hurtado, R. 2013. El ciclo del agua. En: Agrometeorología. Murphy, G. Hurtado, R. (Eds.)

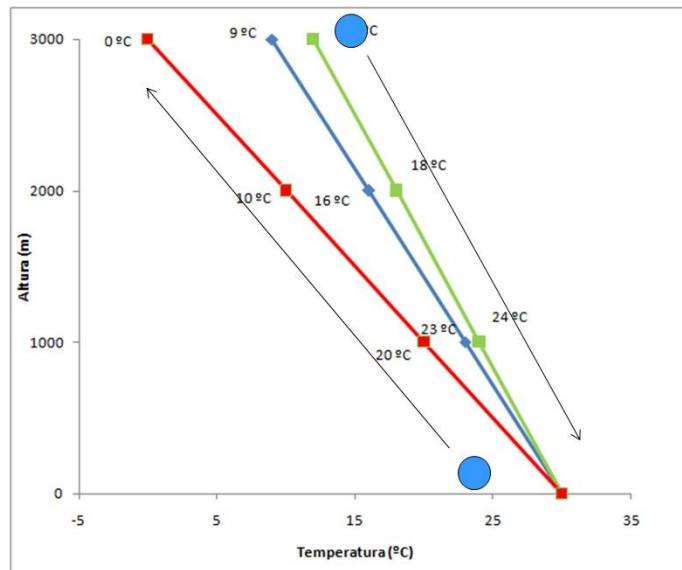
Figura 42. Ejemplo de una situación de inestabilidad absoluta ($\delta r > \delta h > \delta s$)

Cuando en el ascenso de una masa de aire, el $\delta r = \delta s$, la masa de aire ascendente y el aire circundante tendrán igual temperatura y densidad, por lo que la masa de aire permanecerá a la altura alcanzada, en una condición de **estabilidad o equilibrio neutral** (Figura 43).

Figura 43. Ejemplo de una situación de estabilidad o equilibrio neutral ($\delta r = \delta s$)



La inestabilidad, como ocurre con frecuencia, está determinada por el contenido hídrico de la masa de aire que asciende. Si el aire en ascenso no se encuentra saturado (δs), la condición será estable, mientras que el aire saturado (δh) tendrá una condición inestable. En este caso el δr se encuentra entre el δs y el δh ($\delta s > \delta r > \delta h$), produciéndose una situación de **inestabilidad condicionada** (Figura 44).



Ejemplo tomado de Hurtado, R. 2013. El ciclo del agua. En: Agrometeorología. Murphy, G. Hurtado, R. (Eds.)

Figura 44. Situación de inestabilidad condicionada ($\delta s > \delta r > \delta h$)

En lo dicho hasta aquí, se ha supuesto que la columna de aire es seca o saturada en toda su extensión, pero se debe recordar que un volumen de aire seco que asciende enfriándose, irá aumentando paulatinamente su humedad relativa y llegará un momento, cuando se alcance la temperatura del punto de rocío, en que el aire llegará al estado de saturación. La masa de aire habrá

alcanzado el nivel de condensación. A partir de esta altura, si la masa sigue ascendiendo, se irá enfriando de acuerdo con el gradiente adiabático húmedo. La altura del nivel de condensación dependerá de la temperatura y humedad relativa inicial de la masa ascendente, siendo tanto más alto cuanto más caliente y seca sea la masa.

Cuando los gradientes reales se mantienen siempre mayores que el adiabático seco o menores que el adiabático húmedo a cualquier altura, los cambios en el estado de humedad de la masa no introducen modificaciones. Gradientes reales de este tipo son poco frecuentes en las condiciones naturales, siendo más comunes las estratificaciones térmicas intermedias entre los gradientes adiabáticos seco y húmedo y aquí sí, el cambio en la condición de humedad de la masa puede afectar las condiciones de estabilidad de las diferentes capas atmosféricas. Además, la estructura térmica e hídrica de la atmósfera es muy variable con la altura y sucede con frecuencia que una columna de aire que es estable pasa a ser inestable si se eleva en conjunto a una altura suficiente como para producir la condensación. En estos casos es solamente la distribución de la humedad en la altura la que determinará si el aire permanecerá estable o inestable después de elevado.

Condensación del vapor de agua

El vapor de agua que se encuentra en la atmósfera en estado gaseoso (invisible), puede condensarse: pasar al estado líquido (visible), proceso que ocurre como consecuencia del enfriamiento de la masa de aire. La condensación es una causa directa de las diversas formas de precipitación, ésta asociada a la variación de algunos de los siguientes parámetros: volumen de aire, temperatura, presión o humedad y al equilibrio existente entre una o más de ellas. A temperatura menor de 0 °C el vapor pasa directamente a sólido: sublimación.

Los procesos de enfriamiento pueden darse:

- a. **Por expansión del aire:** ocurre cuando en la atmósfera se establece una corriente ascendente, haciendo que el aire esté sometido a una menor presión. De esta manera, el aire se expande y se enfriá adiabáticamente. Este proceso es el principal responsable de las mayores condensaciones que se producen en la atmósfera y de la formación de nubes. El ascenso de masas de aire puede producirse por distintos factores:
 - Ascenso convectivo: provocado por el calentamiento diferencial del aire en superficie y en capas sobrepuertas. Si una masa de aire adquiere una temperatura mayor que el aire que la rodea, comienza a ascender, siendo

reemplazada por aire más fresco en las adyacencias. Este proceso es propio de días calurosos de verano, generando una inestabilidad convectiva. Si la masa de aire contiene suficiente humedad, su enfriamiento adiabático produce condensación generando nubes y precipitaciones convectivas, que son aisladas, intensas y de corta duración.

- Ascenso orográfico: ocurre cuando una masa de aire que se desplaza horizontalmente encuentra un cordón montañoso. En ese ascenso y descenso, la masa de aire va sufriendo modificaciones térmicas e hídricas, que se traducen en nieblas y lluvias en las laderas por las que sube, nieve en las cumbres y vientos cálidos y secos en las laderas por las que desciende, y sus zonas aledañas. Este fenómeno es el responsable de las lluvias en la selva Tucumano – Oranense o del viento Zonda en la zona de Cuyo.
 - Convergencia: producido por la llegada de masas de aire desde regiones de presión más alta a las de presión más baja (ciclones o centros de baja presión). Hacia el centro del ciclón se produce una concentración de aire que lo obliga a subir, pudiendo producirse nubes y/o precipitaciones.
 - Ascenso frontal: un frente es la zona de contacto entre dos masas de aire de diferentes características térmicas e hídricas. En ese encuentro, la masa de aire frío se introduce por debajo de la masa de aire cálido, obligándola a subir, generando una convección forzada que, según la estabilidad del aire producirá nubes y precipitaciones de distinta extensión e intensidad. En la Argentina, las lluvias que se dan en otoño, invierno y primavera en la Región Pampeana y la Mesopotamia, son en gran parte, de este tipo.
- b. **Por enfriamiento directo:** el aire se calienta o enfría muy poco por sí mismo. Para que ocurra este fenómeno tiene que darse:

- Pasaje de aire caliente sobre una región fría: este proceso podría dar origen a lluvias abundantes, aunque generalmente no se producen debido a que las diferencias de temperatura entre regiones próximas no son tan marcadas. En este proceso, la temperatura de la masa cálida descenderá, y si lo hace por debajo de la temperatura de punto de rocío, formará una niebla de advección. Esto ocurre principalmente en las zonas marítimas o también alrededor de lagos y lagunas.
- Irradiación del suelo en noches despejadas: en noches con cielos despejados, con vientos muy débiles o en calma, la superficie del suelo se enfría muy rápidamente; en consecuencia, también lo hace el aire que está junto a él. Si la temperatura del aire alcanza el punto de rocío, tiene lugar la condensación del vapor de agua, formándose rocío sobre las superficies. Si

la temperatura alcanzada es menor a 0 °C se formará escarcha. Si la condensación ocurre en el aire, se presentará niebla o neblina (niebla de radiación).

- c. **Por mezcla de masas de aire:** mezcla de dos masas de aire, que para que produzcan precipitaciones deberían estar saturadas y a distinta temperatura; situaciones que no se dan en condiciones naturales. La mezcla de aire produce solo nubes o nieblas.

Ninguno de los dos procesos (condensación y sublimación) son consecuencia directa del estado de saturación o sobresaturación, sino de la presencia de núcleos de condensación. Los procesos en la atmósfera necesitan la presencia de núcleos de condensación para que las gotitas de agua o cristales de hielo puedan formarse.

Las partículas extrañas del aire, que forman núcleos de condensación miden de 10^{-3} hasta 10 μm , son de origen terrestre y se incorporan por distintas formas: así la espuma del mar da origen a gotitas microscópicas de agua que van hacia el aire por el viento y que luego, por evaporación dejan como residuo cristales microscópicos de ClNa que es mantenido en el aire y llevado a distintos niveles de la atmósfera. Otros núcleos pueden generarse por partículas del polvo atmosférico o provenir de procesos de combustión que aportan núcleos de C o explotaciones industriales que dan el SO_2 , que por acción del agua pasa a SO_4H_2 . El contenido de núcleos en el aire es muy grande: billones por cm^3 en los aires impuros, pero por encima de los 5.000 m es de miles por cm^3 (aire muy puro). Los núcleos de condensación se pueden clasificar en:

Núcleos higroscópicos: son muy ávidos de agua y actúan como núcleos a cualquier temperatura, aun por debajo de 0° C y humedad menor de 100 % (60–80 %). Son sustancias salinas como el ClNa de la espuma del mar, y el SO_4H_2 proveniente de las combustiones en la superficie terrestre. Son los núcleos que más hay en las capas bajas.

Núcleos de sublimación o micropartículas cristalinas: sustancias caracterizadas porque sobre las mismas el agua pasa de vapor a sólido. Comienzan a actuar, y solo actúan a temperatura de –12 °C. Por lo tanto, forman las nubes más altas de la atmósfera. En este grupo están el sílice o cuarzo, cuya cristalización hexagonal es similar a la de los cristales de hielo y es por eso por lo que actúa así.

Núcleos neutros no higroscópicos: actúan solo en ausencia de los demás núcleos o cuando hay mucha saturación. Están constituidos por polvo atmosférico, carbón, etc.

La efectividad de los núcleos de condensación está dada por su tamaño, número por unidad de volumen y composición; pudiendo agruparse como proponen De Finia y Ravelo (1973):

Nombre	Tamaño (μm)	Nº núcleos. cm^{-3}	Composición
Núcleos de Aitken	< 0,4	1000 a 5000	Cloruros, silicatos, etc.
Núcleos grandes	0,4 a 1	100 a 200	Ácido sulfúrico y nítrico
Núcleos gigantes	> 1	0,1 a 1	Cloruro de sodio

Los procesos de saturación que llevan a las condensaciones en la atmósfera se los puede clasificar en dos tipos o categorías:

- Procesos y condensaciones primarias, que corresponden solo a los procesos que llevan a la formación de nubes y obedece a un enfriamiento de tipo adiabático del aire que asciende.
- Procesos y condensaciones secundarias, que originan las nieblas, rocío y escarcha. Estos procesos obedecen al enfriamiento del aire mediante procesos de radiación o de movimiento horizontal del aire (no adiabáticos). Ese proceso de enfriamiento lleva al aire un punto de rocío y debe ir acompañado de la presencia de núcleos de condensación en el aire.

Procesos y condensaciones primarias: formación de nubes

Las nubes son un conjunto visible de minúsculas partículas de agua líquida o hielo o de ambas al mismo tiempo, que se encuentran en suspensión en la atmósfera, formadas a partir de la condensación del vapor de agua atmosférico, debido al enfriamiento del aire y a la presencia de núcleos de condensación.

Las gotas de nubes tienen un tamaño entre 0,01 y 0,1 mm de radio. Las corrientes ascendentes que se producen dentro de una nube hacen que las gotas se mantengan suspendidas hasta que se evaporan o hasta que aumentan de tamaño y precipitan en forma de gotas de lluvia.

El estudio de las nubes en meteorología se denomina nefología. Las nubes son variables, ya sea en su forma, altura, origen o composición (agua o hielo).

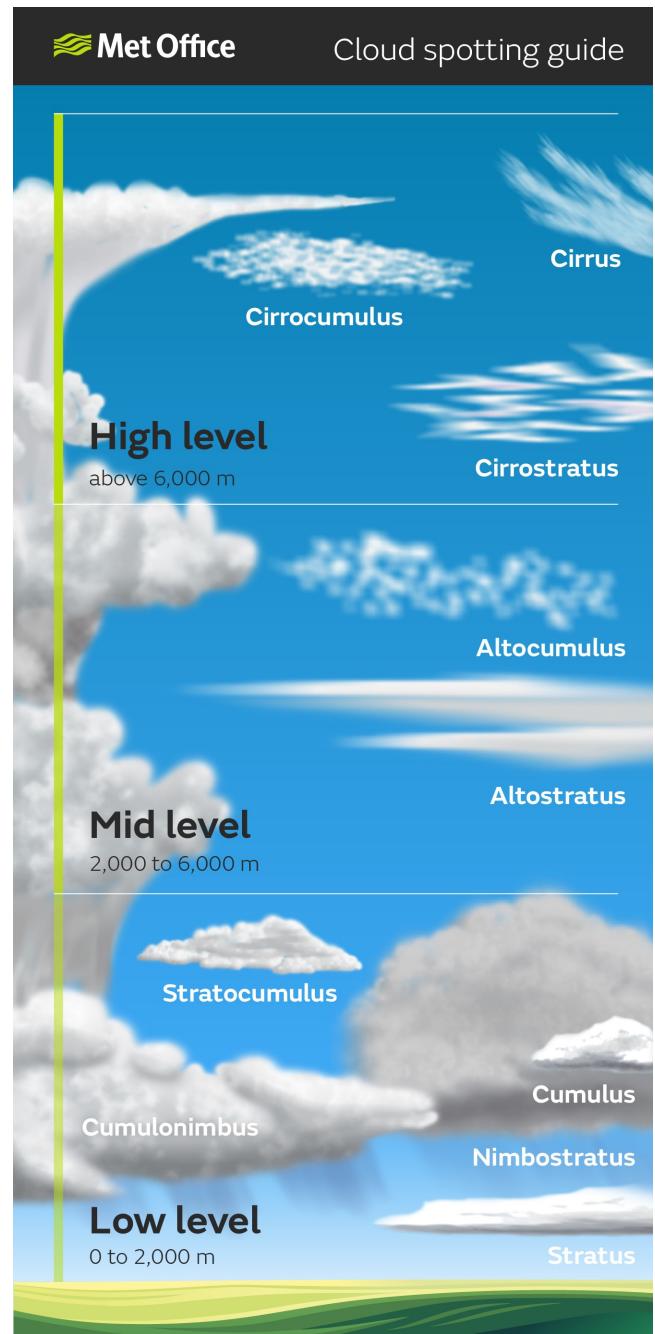
Clasificación de las nubes

Según su altura, las nubes pueden ser:

- Altas: se forman por encima de los 7000 m
- Medias: se forman entre los 2000 y 7000 m
- Bajas: se forman por debajo de los 2000 m

En función de su apariencia y altura, actualmente el Atlas Internacional de Nubes reconoce 10 géneros, agrupados en 4 familias (Figura 45).

- *Cirro/Cirrus* (plumoso, fleco): nubes por lo general muy altas, constituidas por cristales de hielo. Son de un color muy blanco uniforme, sin sombras, bajo la forma de pinceladas o de plumas en el cielo, dado la impresión de sedosidad. Son nubes de tipo lineal. Presenta 3 géneros: Cirrus (Ci), Cirrusestratus (Cs) (forman como una capa) y Cirrocumulus (Cc) (tienen un cierto espesor y son globosas).
- *Altocúmulos (Ac)* y *Altoestratus (As)*: son nubes medias, tienen agua en forma líquida o una mezcla de hielo y agua.
- *Stratocumulus (Sc)*, *Nimbostratus (Ns)* y *Stratus (St)*: son nubes bajas y son las que hacen llover. Los *Stratocumulus* pueden producir lluvias, pero normalmente no lo hace. Los *Nimbostratus* no presentan formas netas y son grises, provocan lluvias continuadas de gotas finas y nieve. Los *Stratus* son las nubes más bajas y producen apenas lloviznas y, sobre todo, neblinas.



Fuente de la imagen: Organización Meteorológica Mundial.
Disponible en: <https://public.wmo.int/es/D%C3%ADA-Meteorol%C3%B3gico-Mundial-2017/clasificaci%C3%B3n-de-las-nubes>

Figura 45. Géneros (clasificación básica) de nubes según el Atlas Internacional de Nubes

- *Cumulos (Cu)* y *Cumulonimbus (Cb)*: nubes de desarrollo vertical, presentes desde los 200 – 500 m, pudiendo alcanzar hasta los 12.000 m. Tienen base horizontal y crecen hacia arriba en forma globosa a medida que asciende el aire caliente que las provoca. Los *Cumulonimbus* pueden tener gran desarrollo en altura (hasta 17 km sobre el nivel del suelo), provocan las tormentas de truenos y el granizo, producen lluvias de corta duración, de gotas muy grandes. Los *Cumulus* son nubes aisladas que en general no producen lluvias.

Tipos de nubes según latitud y época del año

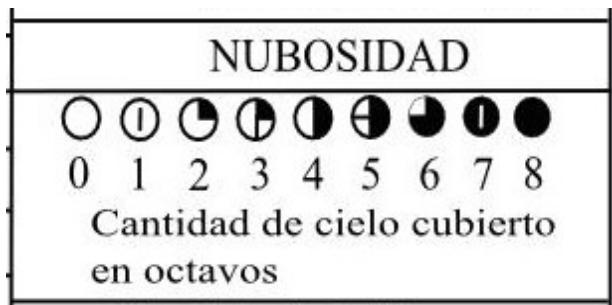
En el ecuador, las nubes típicas son las de desarrollo vertical, sobre todo *Cumulus*, que pueden alcanzar grandes alturas, pero temperaturas no muy bajas. La presencia de nubes es máxima en la época con alto goce de radiación.

En latitudes más altas hay más nubes en invierno, y aparecen nubes sin desarrollo vertical (estratiformes). Luego de los 55º de latitud las nubes son solo estratiformes. A más de 60º de latitud la nubosidad es constante durante el año, y más en verano, aunque esa no es la época de lluvias. En los 30º de latitud, que es un cinturón de alta Presión, no hay casi nubes.

Las nubes cumuliformes son más frecuentes al mediodía; mientras que a la mañana y a la noche predominan las nubes estratiformes.

Medición de la nubosidad

Se denomina nubosidad o grado de nubosidad a la mayor o menor abundancia de nubes que se observa en un determinado clima. La nubosidad se aprecia visualmente en forma directa y se registra la fracción de cielo cubierto (octas de nubosidad u octavos de cielo cubierto). Se utiliza una escala de 0 a 8 grados, en la que 0 se refiere a un cielo totalmente despejado y 8 completamente cubierto. También puede conocerse indirectamente registrando la heliofanía.



Fuente de la imagen: adaptado de Vademecum REMER.
<http://www.proteccionsocial.es/catalogo/carpeta02/carpeta24/vademecum19/vdm0254.htm>

En función de los octavos de cielo cubierto, puede seguirse la denominación de:

Cielo despejado: nubosidad total igual a 0 octas, dado por la ausencia de nubes o la presencia de nubes inferior a 1/8.

Cielo poco nuboso: nubosidad total igual a 1 ó 2 octas, dado cuando la presencia de nubes no oscurece completamente el cielo o el día en ningún momento.

Cielo nuboso: nubosidad total igual a 3, 4 ó 5 octas, dado cuando el cielo se halla parcialmente cubierto o nuboso.

Cielo muy nuboso: nubosidad total igual a 6 ó 7 octas.

Cielo cubierto: nubosidad total igual a 8 octas, dado cuando el cielo está totalmente cubierto de nubes.

Agronómicamente, conocer la nubosidad es de interés, debido al requerimiento diferencial de los cultivos respecto a la intensidad y duración de la radiación que necesitan, variables que pueden verse modificadas por la nubosidad. Por ejemplo, la vid o productos destinados a la industria, como el tomate, requieren cielos pocos nubosos con alta disponibilidad de radiación.

Procesos y condensaciones secundarias: nieblas, rocío y escarcha

Las nieblas y neblinas se producen a baja altura o sobre la superficie. Actúan restando transparencia al aire según el diámetro y número de sus gotas. Las nieblas se clasifican según la distancia a la cual oculta los objetos, desde *nieblas muy densas*, cuando obstruyen la visibilidad a 25 m hasta *nieblas poco densas* (500 m) o *nieblas* (1000 m).

Desde el punto de vista agrícola, su importancia radica en que actúan disminuyendo la evaporación, ya que esta no se realiza en atmósfera saturadas y pueden favorecer el desarrollo de enfermedades en los cultivos.

Para que haya niebla el aire debe enfriarse por debajo que el punto de rocío, además de haber núcleos de condensación. Según la forma de enfriamiento del aire, pueden ser:

- Nieblas por radiación (enfriamiento del suelo): niebla es de poco espesor y desaparecen con la salida del sol. A este tipo corresponden las nieblas de

pradera. Cuando el enfriamiento es mayor, adquieren mayor espesor y pueden durar todo un día. Son las nieblas de inversión.

- Nieblas por advección: producidas por el pasaje de aire húmedo y caliente por tierras frías. Son, por ejemplo, las nieblas costeras.
- Nieblas de evaporación: se producen en la noche sobre ríos y lagos, por el pasaje de aire frío sobre el agua (siempre que está evaporando). Son nieblas efímeras.

El rocío se produce sobre el suelo, la vegetación, los objetos, cuando los mismos superan en su enfriamiento al punto de rocío del aire que los circunda, condensándose así la humedad. Todas las condiciones que favorezcan al enfriamiento de estos cuerpos son condiciones para la formación de rocío. Por ejemplo: cielos claros, alta humedad relativa. La cantidad de agua producida por el rocío casi nunca supera a 1 mm (va de 0,1 a 0,3 mm). Desaparece rápidamente cuando sale el sol. El rocío se produce cuando el enfriamiento del aire es mayor de 0° C, pero cuando es menor de ese valor el rocío, se congela y forma la escarcha (helada blanca). Cuando la humedad del aire no es grande, la escarcha se forma sin pasar por el estado líquido (rocío). El rocío establece condiciones favorables a la infestación por esporas de los hongos.

Otra forma de condensación: condensación oculta

El suelo contiene cierta cantidad de aire, y este tiene agua en forma de vapor: cuando a la noche el suelo se enfría el vapor pasa a líquido. Algunos autores le atribuyen a este fenómeno la posibilidad de cultivos en regiones de poca precipitación.

Bibliografía

Castillo, F.E.; Castellvi Sentis, F. 1996. Termodinámica de la atmósfera. En: Agrometeorología. Pp. 35-68. Ediciones Mundi-Prensa.

Castillo, F.E.; Castellvi Sentis, F. 1996. Equilibrio vertical en la atmósfera. En: Agrometeorología. Pp. 71-96. Ediciones Mundi-Prensa.

De Fina, A.L.; Ravelo, A.C. 1975. XI. Humedad atmosférica. Evaporación. Nubes. En: Climatología y Fenología Agrícolas. Pp. 183-200. EUDEBA. 2º Ed.

Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (eds.). 2011. VII. Ciclo del agua. VII.1 Humedad atmosférica. En: Agrometeorología. Editorial Facultad de Agronomía. UBA. Pp: 57-70.

PRESIÓN ATMOSFÉRICA

La influencia directa de la presión atmosférica sobre los seres vivos tiene poca importancia. Sus modificaciones no se manifiestan en forma inmediata sobre plantas y animales. Son necesarias grandes variaciones de presión para afectarlos. En los animales se advierten manifestaciones en los aparatos respiratorio y circulatorio, por ejemplo, si se los lleva a 3.000 ó 4.000 m de altura. En las plantas, el efecto de la presión es poco menos que despreciable. Sin embargo, debe señalarse que los cambios de la presión favorecen el intercambio de aire entre la atmósfera y el suelo (respiración del suelo).

En cambio, si se analiza la presión atmosférica como factor, es decir, como causa determinante del clima, tal vez sea el más preponderante, después de la radiación.

La atmósfera está constituida por una mezcla de gases (aire) que se comporta como un solo gas, por lo tanto, tiene fuerza elástica: se lo puede comprimir, tiene peso (dados por su densidad y volumen). Su presión se manifiesta en todo sentido y dirección, incluso de abajo hacia arriba; por eso no se percibe el peso del aire que nos rodea que, de no estar compensado por la presión interna de nuestro cuerpo, nos sería fatal.

Se denomina presión atmosférica al peso de una columna de aire de 1 cm² de sección, que va desde el nivel del mar hasta las capas superiores de la atmósfera. Su unidad de medida es la atmósfera, que equivale al peso de una columna de mercurio de 760 mm de longitud¹², al nivel del mar, a 0 °C y 45° de latitud.

La unidad de medida que se utiliza aun en la mayoría de los instrumentos es el mm. Sin embargo, el concepto de fuerza que implica esa presión no puede ser expresado por una altura y fue preciso introducir una unidad adecuada para reemplazarla, por esta razón, se emplea, convencionalmente el milibar (mbar), que vale 1000 barias¹³.

¹² Experiencia de Torricelli: <https://fisquiweb.es/Videos/Torricelli/Index.htm>. La presión atmosférica puede expresarse en mm, por la altura en mm de la columna de mercurio equilibrada por la presión ejercida por la atmósfera. Si en lugar de mercurio, se utilizara agua, la altura necesaria para que equilibre el peso de la columna de aire sería de 10 m (el mercurio posee mayor peso específico)

¹³ 1 baria = presión ejercida por una fuerza de una dina (dyn) sobre una superficie de 1 cm², actuando perpendicularmente a esa superficie e incidiendo en forma equivalente sobre cada punto de ella. 1 dyn = fuerza que aplicada a la masa de 1 g le comunica una aceleración de 1 cm por segundo.

La presión normal (760 mm de mercurio, a 0 °C y 45° de latitud) equivale a 1013,31 mbar. En el Sistema Internacional de Unidades (SI), la unidad de presión es el pascal que equivale a la fuerza normal de un newton (N) (1 N = 100.000 dyn), cuando se aplica en un área de metro cuadrado. 1pascal = 1N m⁻². Usualmente se usa un múltiplo de esta unidad, el kilopascal (KPa) que equivale a 100 N m⁻² o 1000 pascales.

Variación diaria y anual de la presión

La presión atmosférica está sujeta a oscilaciones continuas que se pueden agrupar en periódicas (diarias y anuales) e irregulares o aperiódicas.

Siendo la atmósfera un cuerpo gaseoso, cualquier modificación en su temperatura tiene inmediata respuesta en su volumen (V) y densidad (ρ), y por lo tanto en su masa (m) ($m = V \rho$). Considerando la presión atmosférica durante el día, desde la 0 hora en adelante, tiende a disminuir de valor hasta llegar a un mínimo alrededor de la 4 h, luego aumenta hasta alcanzar un máximo alrededor de las 10 h y desciende nuevamente hasta otro valor mínimo a las 16 h, ascendiendo luego hasta otro valor máximo a las 22 h. Así, los máximos se dan a las 10 y 22 h y los mínimos a las 4 y 16 h. Esta curva es más acentuada en el ecuador que en los polos. No se ha encontrado aun explicación satisfactoria a esas oscilaciones. Algunos autores atribuyen las variaciones al distinto contenido de humedad en el aire, pero tampoco esto satisface plenamente.

La variación anual es causada por el mayor peso del aire, con presiones mayores en invierno, cuando el aire está más frío, y mínimas en verano. Existe, entonces, una causa térmica a la cual atribuir las oscilaciones anuales. La amplitud anual de la presión, o sea, la diferencia entre las normales del mes con presión máxima y del mes con presión mínima, disminuye con la altura sobre el nivel del mar.

Las variaciones irregulares y aperiódicas responden a causas como, por ejemplo, el paso de una masa de aire caliente o frío que viniendo de otros lugares modifica las condiciones del tiempo del lugar que atraviesa.

Variación de la presión con la altura

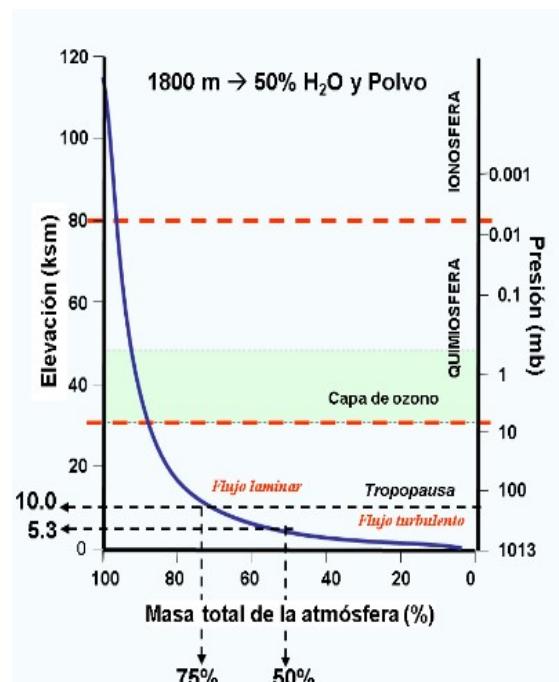
Climatológicamente, estas son de gran importancia. Comparando la atmósfera con los mares, se observa que en estos la presión que ejerce el agua es directamente proporcional a la profundidad, debido a que el agua es prácticamente incompresible, por lo que su densidad es la misma a cualquier nivel. La presión en el agua aumenta en una atmósfera (1 kg cm^{-2}) cada 10 metros, y por lo tanto a 30 m de profundidad será de 3 atmósferas y a 500 m de 50 atmósferas.

La atmósfera es como un océano gaseoso y su presión aumenta a partir del límite superior, alcanzando la mayor intensidad en su fondo, o sea, sobre la superficie terrestre, pero la disminución de la presión no es proporcional a la altura. La presión atmosférica se reduce aproximadamente en un 75 % en los primeros 10 km de la troposfera y en un 80 % de la presión remanente en los siguientes 10 km (Figura 46). Tan grande es la compresibilidad del aire, que la mitad de la masa atmosférica está debajo de los 6 primeros kilómetros, y el 97 % de ella debajo de los 30 km.

Laplace demostró que en el aire en reposo la presión atmosférica disminuye en progresión geométrica cuando la altura crece en progresión aritmética. De acuerdo con esta ley, a 5.000 m de altura, la presión se halla reducida aproximadamente a la mitad y a $\frac{1}{4}$ a 10.000 m. A 55.000 m la presión debe ser prácticamente nula. Esto se debe a que el aire es fácilmente comprimible: a mayor elevación, el aire está sometido a menor presión y se expande, el resultado es que su densidad disminuye con la altura.

Así, con el aumento de la altura, la presión disminuye por 2 razones:

- Arriba del punto considerado queda una capa menor de atmósfera
- Esa capa está constituida por aire más liviano que el de las capas inferiores



Fuente de la imagen: Instituto de Tecnologías Educativas. Gobierno de España. Estructura vertical. Disponible en: https://fjferrer.webs.ull.es/Apuntes3/Leccion03/1_estructura_vertical.html

Figura 46. Variación de la presión atmosférica con la altura

Isobaras

Para una comprensión cabal del estado de movimiento del aire en la cercanía de la tierra en determinado instante, es necesario conocer la distribución superficial de la presión atmosférica. Este conocimiento se adquiere por medición directa en muchos lugares, reduciendo los valores a un mismo nivel y ubicándolos en un plano o mapa buscando luego, por interpolación, aquellos lugares en que la presión atmosférica tiene una magnitud determinada, expresada por números enteros. Uniendo los puntos así obtenidos, se logra una línea llamada **isobara** o **línea isobárica**, siendo las líneas imaginarias que unen aquellos puntos del terreno en que la presión atmosférica reducida al nivel del mar es idéntica, y se trazan de 4 en 4 mbar. Se constituyen así, las cartas isobáricas con valores de presión obtenidos en un instante dado (8 h en el caso de la carta del tiempo que se publica diariamente en la Argentina), reducidos al nivel del mar.

Medición de la presión atmosférica

Barómetro de fortín

Su funcionamiento se basa en la experiencia de Torricelli. Este barómetro se compone de un tubo de vidrio de cerca de un metro de altura, cerrado en uno de sus extremos y enteramente lleno de mercurio (Figura 47). El mismo se dispone verticalmente con la extremidad abierta sumergida en una cubeta, también llena de mercurio; el líquido desciende en el tubo hasta una cierta altura; arriba existe un vacío perfecto. La presión se mide por los mm que separan los 2 niveles de mercurio, en el tubo y en la cubeta. El tubo de vidrio está protegido por otro externo de latón que, en la parte superior, posee 2 ventanas opuestas que permiten efectuar la observación. Sobre uno de los bordes de una de las ventanas se halla grabada la escala en mm enteros.

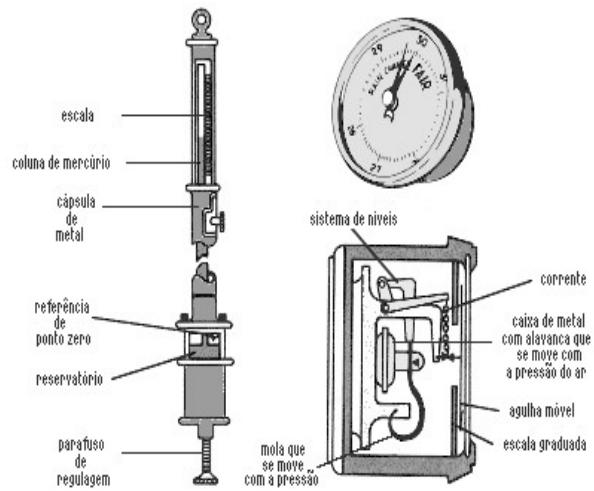
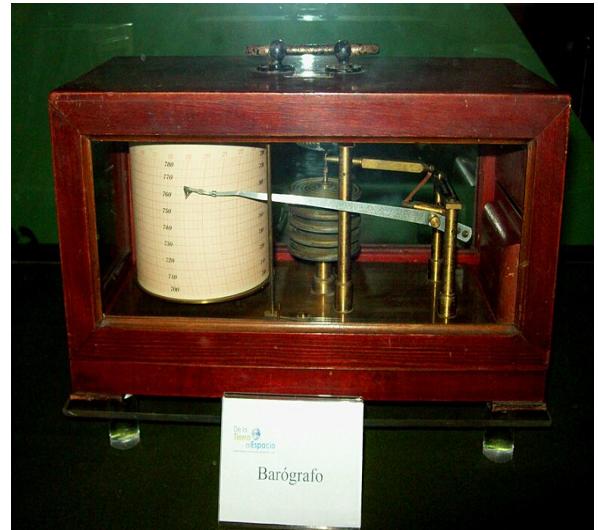


Figura 47. Barómetro de Fortín

Barógrafo

El elemento sensible está compuesto por un cierto número de cajitas de metal, en la cual hay gas nitrógeno muy enrarecido. A fin de que la presión atmosférica no aplaste la cajita, en el interior hay un resorte metálico que mantiene separadas las 2 caras. Para facilitar el movimiento de las caras, el metal se halla acanalado en surcos concéntricos. Cuando la presión atmosférica aumenta, las 2 caras se acercan; a la inversa, cuando la presión disminuye, las caras tienden a alejarse. Los movimientos por medio de palancas son transmitidos amplificados a la pluma inscriptora (Figura 48).



Fuente: Panei Pitrau, S.
<https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/1/16/Bar%C3%B3grafo.JPG/769px-Bar%C3%B3grafo.JPG>

Figura 48. Barógrafo

Ubicación del instrumental en la estación meteorológica

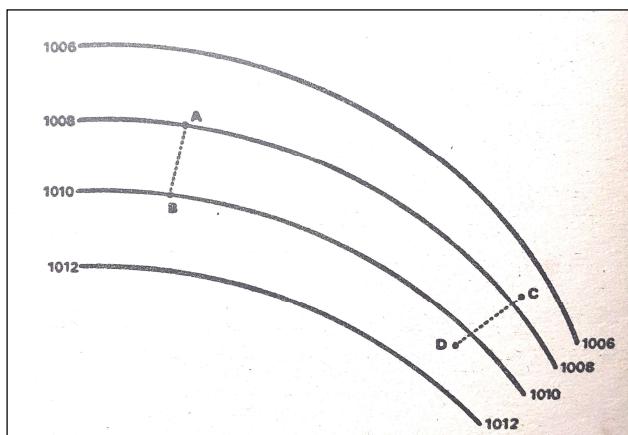
Dada la lenta y escasa variación en el tiempo y en el espacio de la presión atmosférica, el equipamiento destinado a su medición puede ubicarse fuera del predio de la estación meteorológica, por ejemplo, en la oficina del observador.

Gradiente barométrico

Es la diferencia de presión atmosférica existente entre dos puntos distanciados a 100 km, ubicados sobre la perpendicular a las isobaras de la región (Figura 49).

El gradiente isobárico es causa de la diferencia de temperatura que se observa en la superficie terrestre y en la atmósfera.

El viento se dirige de la zona de mayor presión a la de menor presión, siendo su intensidad inversamente proporcional a las distancias que separan a las isobaras. La diferencia en presión atmosférica incide en la velocidad del viento, por lo que cuanto mayor sea el gradiente atmosférico o barométrico, mayor será la velocidad del viento. Un gradiente de 4 o 5 indica un viento fuerte.



Fuente de la imagen: De Fina, A. & Ravelo, A. 1973. Fenología y Climatología Agrícola. EUDEBA.

En el gráfico aparecen dos gradientes barométricos distintos:

A – B: el gradiente barométrico es de 2 (1010 mb – 1008 mb = 2 en 100 km)

C – D: el gradiente barométrico es de 3,3 (1010,8 mb – 1007,5 mb = 3,3 en 100 km)

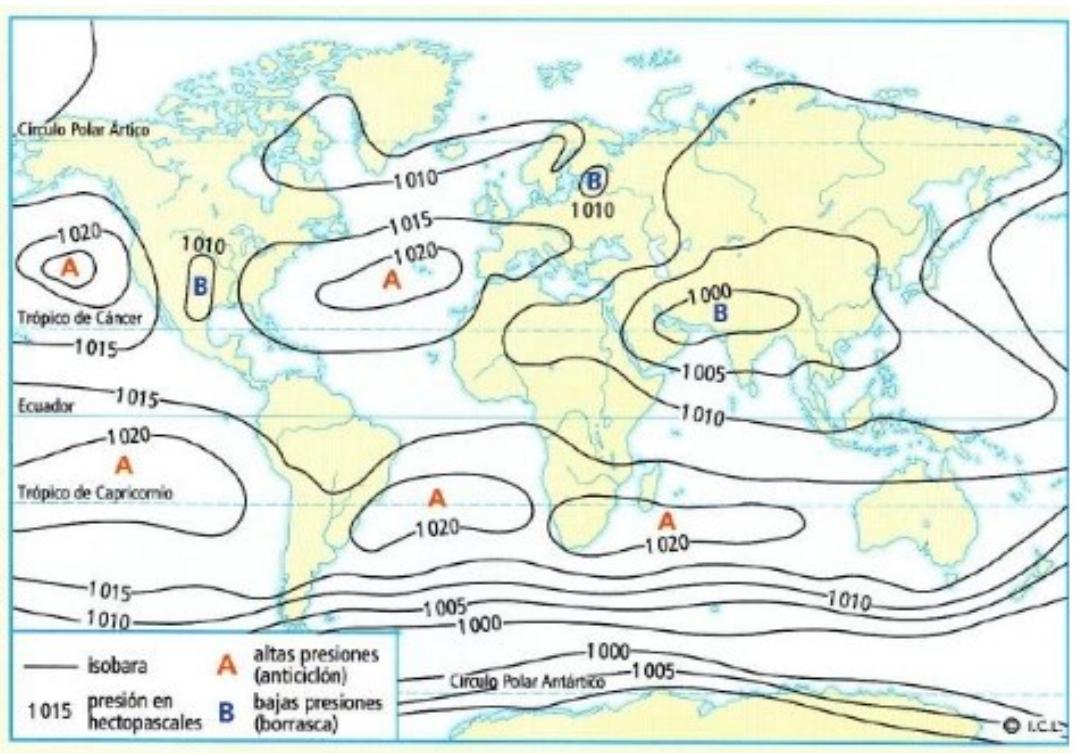
Figura 49. Gradiente barométrico

Distribución de la presión en la superficie terrestre

En la Figura 50 pueden observarse las isobaras anuales para las distintas zonas de la Tierra.

- Banda ecuatorial (15° N – 15 °S): la presión barométrica es baja, inferior a 1013 mb (760 mm).
- 15° S – 40° S: faja de altas presiones, con valores más elevados sobre los mares, donde se forman centros de alta presión (A). Uno se encuentra en el Pacífico, frente a Chile (766 mm o 1021 hPa, aproximadamente). El otro, en el Atlántico, frente a Uruguay, cuya presión en la parte central es de 764 mm o 1018 hPa, aproximadamente.
- 40° S – 65/70° S: a 40° S la presión anual es de 760 mm, aproximadamente, y baja rápidamente hasta los 65 a 70° S, alcanzando valores de 745 mm ó 993 hPa, aproximadamente.
- A partir de 70° S: se observa un aumento de la presión anual hasta el polo Sur (90° S)

El hemisferio sur es típicamente marino. En el hemisferio norte, sobre los mares la distribución de la presión anual es equivalente a la descripta, pero sobre los continentes se presentan diferencias, no observándose el descenso de la presión entre los 40° y 70° N.



Fuente de la imagen: 1. ESO. Tiempo y clima. Disponible en: <https://docplayer.es/42145578-1-eso-ciencias-sociales-tiempo-y-clima.html>

Figura 50. Isobares anuales sobre la superficie terrestre

Dada la importancia de la distribución geográfica de la presión atmosférica en la intensidad de los vientos, es necesario conocer su variación en el año, tomándose como casos la de los meses más cálidos y más frío. A continuación, se describirá la situación de las isobares de enero y julio, en contraste a las isobares anuales, con foco en el hemisferio Sur (Figura 51).

Isobares de enero

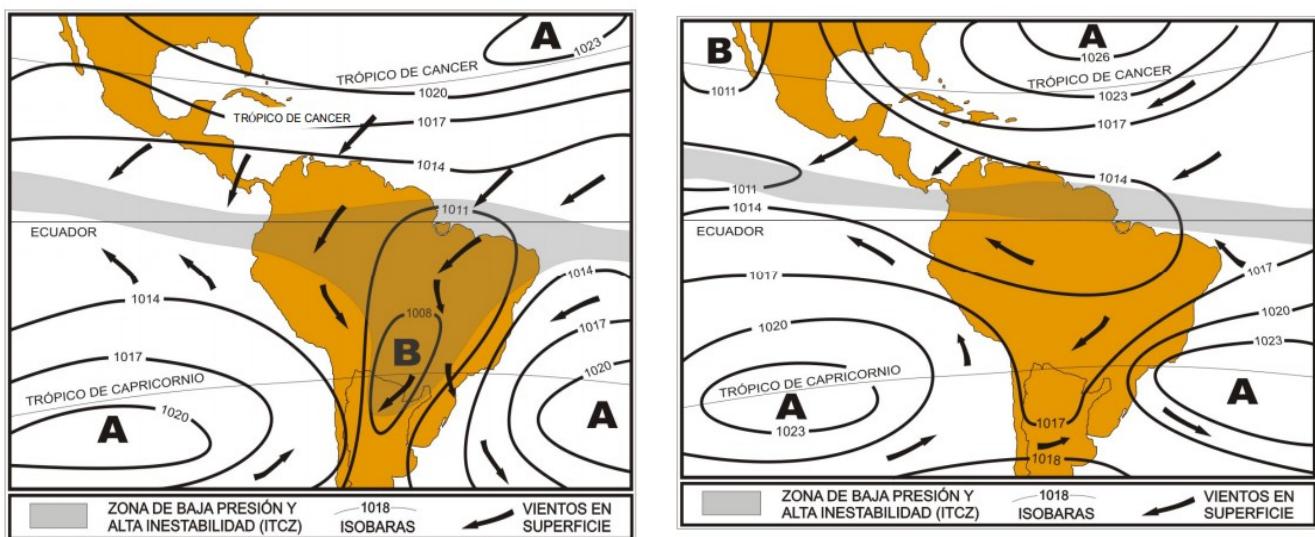
- Presión menor que la anual entre los 20° S y 45° S.
- La faja de altas presiones entre 15° y 40° S se rompe sobre América del Sur, separándose los anticiclones del Atlántico y el Pacífico.
- Los anticiclones del Atlántico y el Pacífico quedan separados por una faja de bajas presiones.

Esta faja de baja presión sobre la Argentina hace que el aire cálido y húmedo de las regiones tropicales pueda acceder, favoreciendo las precipitaciones, por lo que al norte del paralelo 40 las precipitaciones se concentran en el verano.

Isobaras de julio

Son más similares a las anuales, diferenciándose de estas por los valores más elevados que se observan entre los 20° y 45° de latitud. A diferencia de los que ocurre en enero, los anticiclones del Atlántico y el Pacífico se acercan, restableciéndose la faja de altas presiones sobre el continente. Asimismo, estos anticiclones y la faja de altas presiones se ubican más hacia el norte que en enero.

De esta manera, en invierno, en la Argentina prevalecen condiciones anteciclónicas, con días secos y despejados.



A Situación atmosférica en América del Sur en **enero**. Isobaras y vientos en superficie; ubicación de la Zona de Convergencia Intertropical y centros de baja y alta presión (Frere et al. 1975)

B Situación atmosférica en **julio**. Isobaras y vientos en superficie; ubicación de la Zona de Convergencia Intertropical y centros de baja y alta presión (Frere et al. 1975).

Fuente: Rubí Bianchi, A. & Cravero, S.A.C. 2010. Atlas Climático Digital de la República Argentina. Ediciones INTA. Disponible en: https://inta.gob.ar/sites/default/files/script-tmp-texto_atlas_climaticoDigital_de_la_argentina_110610_2.pdf

Figura 51. Isobaras de enero (A) y julio (B) en el hemisferio Sur

VIENTO. MASAS DE AIRE

Viento

El viento es el aire en movimiento, generalmente en la horizontal y en una dirección. El movimiento ascendente o descendente del aire se llama corriente. El viento es un factor climático de importancia, ya que da lugar a la ocurrencia de distintos fenómenos meteorológicos, debido a la distinta cantidad de humedad y diversas temperaturas del aire en movimiento. Puede también llegar a ser una adversidad climática, como el caso de los vientos cálidos y secos como el zonda, o que por su velocidad produzca erosión, roturas, etc.

La causa primaria de los vientos está dada por la diferencia de temperatura que se produce en la superficie terrestre y en la atmósfera sobrepuerta. El desplazamiento del viento debería ser, teóricamente, perpendicular a las isobaras. Sin embargo, debido al movimiento de rotación de la tierra, el viento es desviado en dirección a ese movimiento. Esto se da porque los paralelos son circunferencias cada vez más chicas a medida que aumenta la distancia al Ecuador, pero siguen completando su giro en 24 h. De esta manera, la velocidad de rotación también disminuye del ecuador a los polos. La velocidad de rotación en el ecuador es de 465 m.s^{-1} ; a 45° latitud es de 379 m.s^{-1} ; a 60° de latitud es de 232 m.s^{-1} ; a 70° es de 159 m.s^{-1} y en los polos se hace 0. Estos valores son debidos a que la velocidad angular prácticamente es la misma, pero disminuye cada vez más la velocidad tangencial, en dirección a los polos¹⁴.

La desviación del viento puede explicarse considerando que una masa de aire que se desplaza desde una latitud a otra va a poseer dos velocidades: una de impulsión, que sigue la dirección del meridiano y otra originada por la rotación de la tierra. La acción desviante de la dirección del viento respecto a la perpendicular a las isobaras aumenta con la latitud y la velocidad del viento, según la siguiente fórmula:

$$D = 2 \omega v \operatorname{sen} \lambda$$

Donde D = Desviación

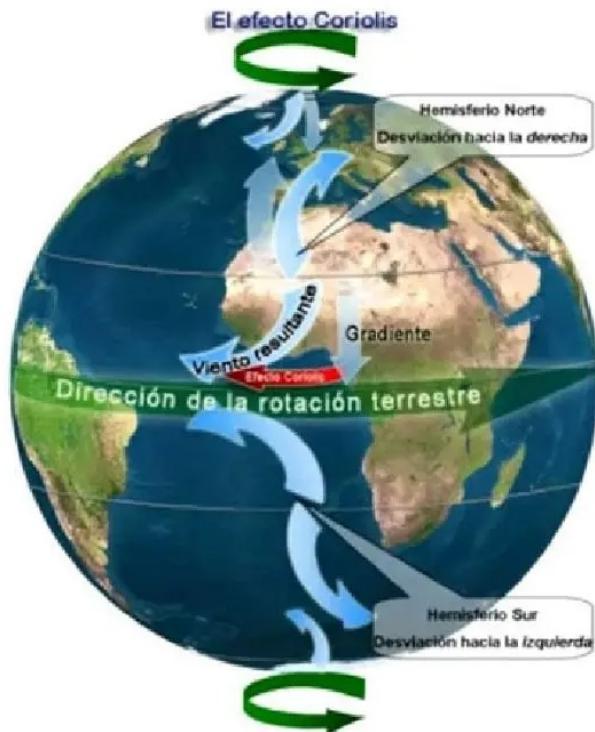
ω = vel. angular del movimiento de rotación de la tierra, a la latitud considerada

v = velocidad del viento (m.s^{-1})

λ = latitud

¹⁴ Velocidad angular y velocidad tangencial: <https://leerciencia.net/la-velocidad-angular-y-la-velocidad-tangencial-formulas-y-relacion/>

Esta fuerza aparente debida a la rotación de la Tierra se denomina **fuerza de Coriolis**¹⁵. Cuando el aire se desplaza en sentido longitudinal, se desvía hacia la derecha de su trayectoria en el hemisferio Norte y hacia la izquierda en el hemisferio Sur; siendo la magnitud de la desviación cada vez mayor cuanto más se aleja del Ecuador (Figura 52). De esta manera, en el hemisferio Sur un viento que debiera soplar con dirección sur aparece soplando en dirección sudeste, y una masa de aire de dirección norte aparecería como proveniente del noroeste.



Fuente de la imagen. Portillo, G. Efecto coriolis. Meteorología en red.

Disponible en: <https://www.meteorologiaenred.com/efecto-coriolis.html>

Figura 52. Fuerza de Coriolis

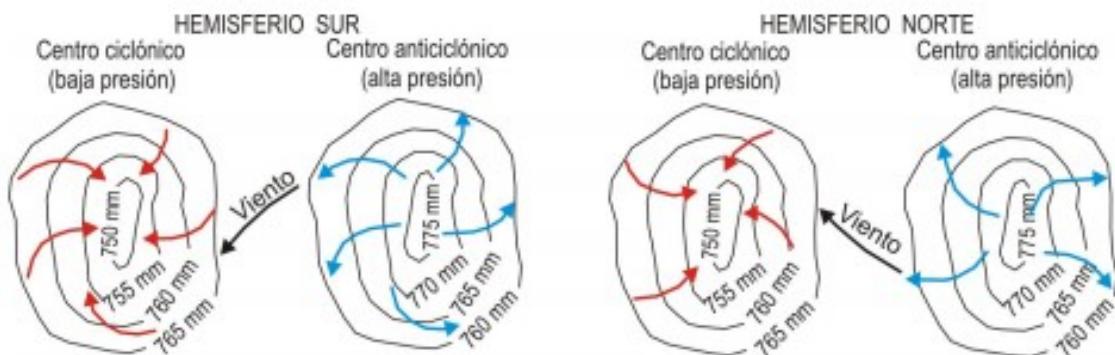
Otras fuerzas que actúan haciendo desviar el desplazamiento de los vientos son: la fricción de la superficie terrestre con la atmósfera y las irregularidades de la superficie.

La orientación del aire adquiere particular desplazamiento en los llamados "centros de presión" que son de dos tipos (Figura 53).

¹⁵ Efecto Coriolis. Centros de presión: HRom. ¿Por qué los aviones se desvían si vuelan de N a S?: https://youtu.be/qZf1ba_LtoQ?si=QqaAvQBcWCS1rBbT.

- Centro de baja presión o centro ciclónico: es un sistema de isobaras concéntricas y cerradas, con la presión disminuyendo hacia el centro del sistema. En estos centros los vientos son convergentes, ascendentes y giran en el sentido de las agujas del reloj en el hemisferio sur y a la inversa en el hemisferio norte. En los centros de baja presión el movimiento del aire está regido por tres factores: 1. el gradiente bárico, que tiende a llevar las masas de aire hacia el centro, 2. el movimiento giratorio de todo el sistema y que responde a las fuerzas centrífugas y 3. la traslación total dentro de masa atmosférica. Al producirse la convergencia de la masa del aire, se ve obligada a subir, quedando sometida a un descenso de la temperatura por enfriamiento adiabático, condensaciones, lluvias, etc. Esto se da particularmente en los centros ciclónicos de origen dinámico. También pueden producirse centros ciclónicos de origen térmico, que en general presentan tiempo bueno y cálido.
- Centro de alta presión o centro anticiclónico: área cerrada concéntrica constituida por masas de aire en que la presión atmosférica disminuye del centro a la periferia. Los vientos son divergentes y descendentes. En este caso no hay lugar a las condensaciones. Por lo general son sistemas de buen tiempo, en general frío. En este caso la dirección de los vientos en superficie es de sentido contrario al de las agujas del reloj en el hemisferio sur y en el mismo sentido en el hemisferio norte.

Tanto los centros de baja como de alta presión están constituidos por masas de aire de grandes dimensiones que se pueden definir como una parte de la atmósfera de gran extensión con condiciones determinadas y características estables, en todo su diámetro.



Fuente: Pavich, M y otros. Adaptado

Fuente de la imagen: Textos para el estudiante – 2012. Programa Nacional Olimpiada de Geografía de la República Argentina – Universidad Nacional del Litoral. Disponible en: <https://www.fhuc.unl.edu.ar/olimpiadageo/2012/B%20-20202012/131-170%20-%20Atmosfera.pdf>

Figura 53. Centros de baja y alta presión y desplazamiento de los vientos según hemisferio

Circulación de la atmósfera

La principal causa de esta circulación es el calentamiento diferencial de la superficie terrestre y el transporte de masas de aire que se dan en la atmósfera para balancear estas diferencias. Existen modelos para explicar la circulación general de la atmósfera: Modelo de una celda (Celda de Hadley) y Modelo de tres celdas¹⁶.

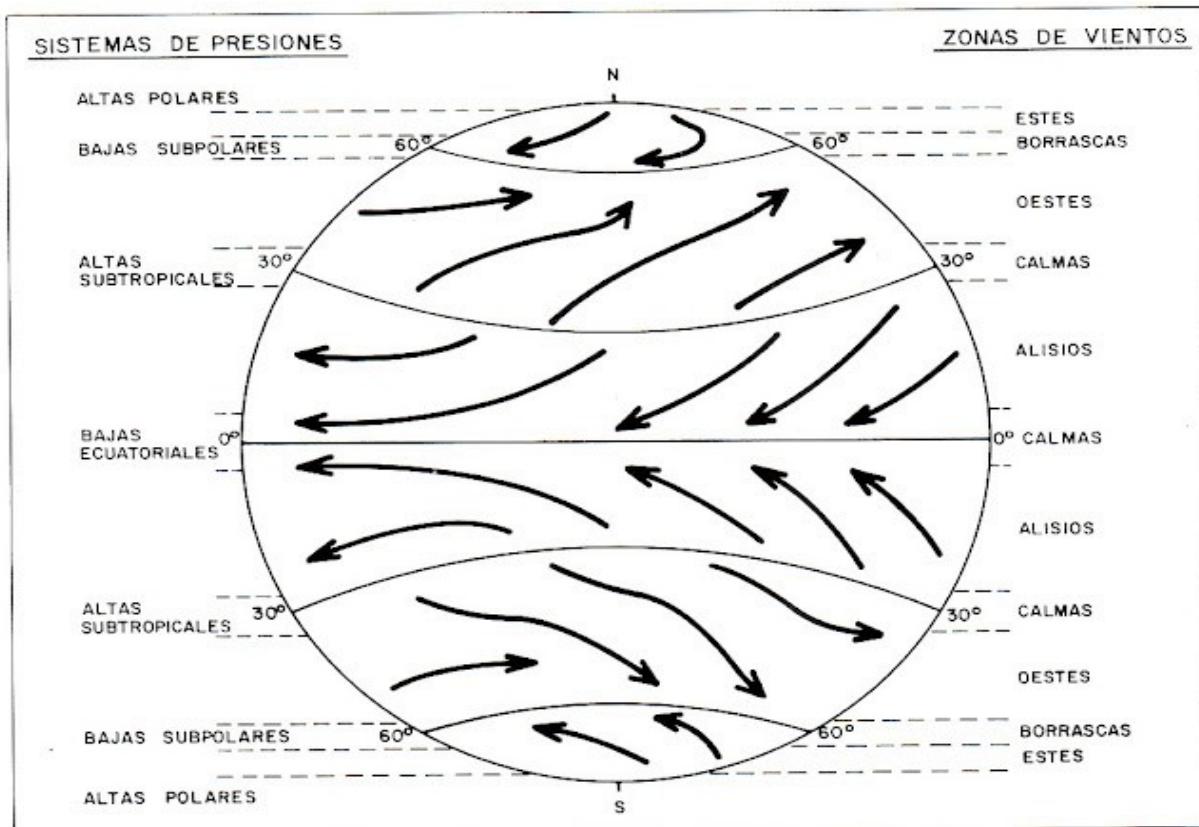
Considerando las variaciones de latitud y de acuerdo con la distribución de la presión atmosférica sobre la Tierra, se identifican dos zonas de alta presión: alrededor de los 30° de latitud y en los polos; y dos zonas de baja presión: sobre el ecuador y cerca de los 60° de latitud (Figura 54).

Sobre la banda ecuatorial predomina la calma, y alrededor de los 30° de latitud la zona de alta presión (cinturón de anticlones subtropicales), los vientos son débiles y calmos, con baja humedad relativa. Alrededor de los 60° (faja de baja presión) converge el aire frío proveniente de los polos con el aire más cálido de las zonas subtropicales, generando una zona de separación que da origen al Frente Polar. Este Frente es una sucesión de centros de baja presión asociados a frentes fríos y cálidos que irrumpen en región de los vientos del oeste.

Las bandas de presión descriptas no se dan en forma continua sobre la superficie terrestre debido a la distribución desigual de tierras y mares. Así, los sistemas de presión aparecen como células aisladas. Entre éstos se destacan los anticlones subtropicales, entre los 25° y 30° de latitud sobre los océanos, que permanecen todo el año; además de otros sistemas estacionales. En el hemisferio sur, la variación más grande entre enero y julio se da en el desplazamiento entre 5° y 10° de latitud de las altas subtropicales, acompañando a los rayos solares. En el hemisferio norte estos cambios estacionales son más marcados.

En función de la circulación general de la atmósfera y su efecto sobre los vientos, pueden identificarse vientos **constantes o permanentes**, una circulación más restringida en tiempo y espacio, definiendo **circulaciones especiales**, que son las que originan los vientos locales y estacionales.

¹⁶ Circulación global. David GF. https://youtu.be/4D6wifBqg0g?si=lg_2ocGU9JvVsmMK



Fuente: Pelayo Arce, J.L. 2012. La circulación general de la atmósfera y las masas de aire (I). En: Meteorología para todos. <https://ojaizmet.blogspot.com/2012/01/la-circulacion-general-de-la-atmosfera.html>.

Figura 54. Esquema de la circulación general de la atmósfera

Vientos constantes o permanentes (planetarios)

Estos vientos tienen grandes recorridos sobre el planeta (cientos o miles de km) y soplan durante todo el año. Transportan gran cantidad de energía térmica. Los principales grupos de vientos globales son los Alisios, los vientos del Oeste y los vientos polares (Figura 55).

Vientos alisios

Los vientos alisios convergen desde los 30° de latitud hacia una franja cercana al Ecuador (zona de convergencia intertropical), donde se producen movimientos ascendentes de aire húmedo, generando nubes convectivas y precipitaciones. Provienen del SE en el hemisferio sur y desde el NE en el hemisferio norte. Los alisios son vientos regulares y constantes. Cuando soplan desde el mar hacia la tierra producen lluvias abundantes (Natal, en Brasil, por ejemplo); mientras que, si soplan desde los continentes, las lluvias son

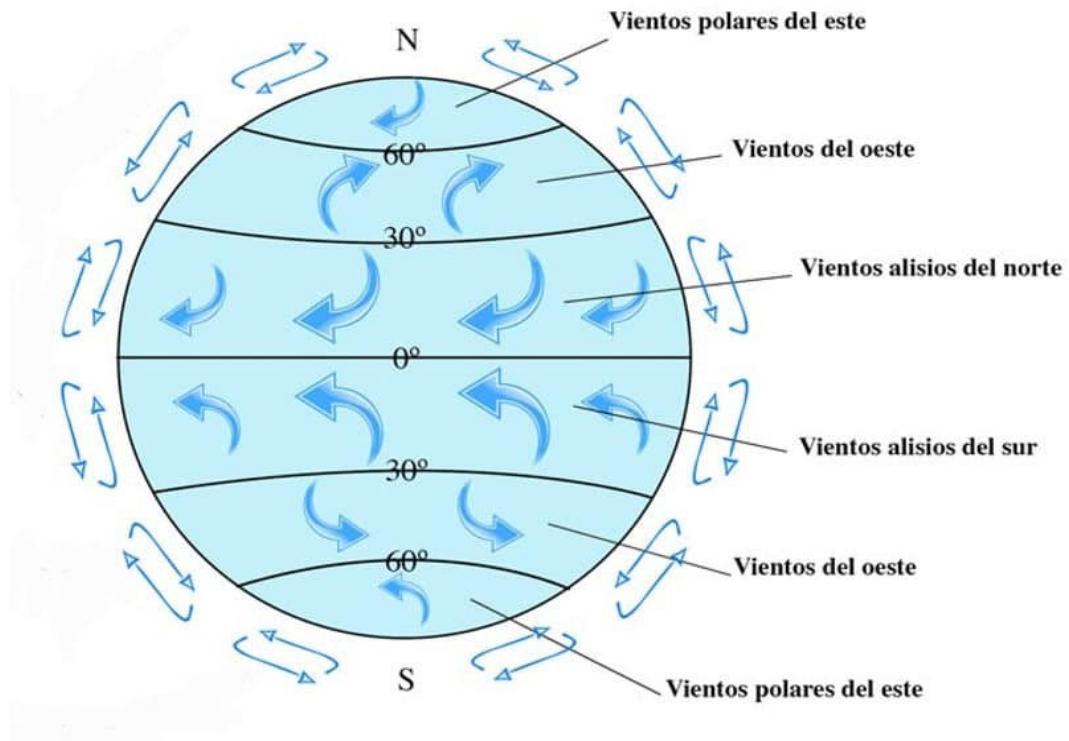
escasas, con la presencia de desiertos, aún en zonas costeras (Mauritania, África Occidental).

Vientos del oeste

Entre los 30° y 60° el flujo hacia los polos es desviado hacia el oeste, dando lugar a los vientos del oeste, que son más variables que los alisios debido a la migración de sistemas de alta y baja presión. Estos vientos, prevalentes del NO o el O son los que se observan en la Patagonia.

Vientos polares

Vientos fríos y secos que soplan desde las altas presiones polares hacia las bajas presiones ubicadas a mayor latitud. Existen entre los 60° y los 90° de latitud, y son más débiles e irregulares que los vientos del oeste.



Fuente de la imagen: Náutica formación. <https://nauticaformacion.es/vientos-planetarios-circulacion-atmosferica-vientos-alisios-del-oeste-polares/>

Figura 55. Vientos constantes o permanentes

Vientos estacionales

Entre los vientos típicamente estacionales se encuentran los **monzones**, que se producen por el mayor calor de los continentes respecto de los mares, en verano; y por el mayor enfriamiento, en invierno (Figura 56). En verano se forma sobre el continente un centro de baja presión, que trae como consecuencia la convergencia de vientos de zonas vecinas, como viento húmedo, por provenir de mares. En invierno hay un mayor enfriamiento en el continente, formándose un centro de alta presión, con vientos que soplan hacia el mar. Donde se produce este fenómeno las lluvias se dan en forma abundante en el verano, y los inviernos son secos. La India es el país típico de estos monzones. Por ejemplo, en Cherrapunji¹⁷, una de las zonas con máxima precipitación (12.000 mm anuales), ésta se produce en solo 6 meses, mientras los otros 6 meses es prácticamente seca. La India está encajonada en la máxima elevación del mundo (Himalaya), lo que produce tremendos calores en verano. Si no existiese esta característica orográfica, el sistema monzónico se extendería. Más allá del cordón está el desierto de Gobi que es muy seco. El monzón se produce en otros países más levemente.

En América del Sur, debido a la poca anchura del continente, las condiciones no son favorables para la producción de monzones. A pesar de ello, en la parte centro-este o este por arriba del Río Colorado de la República Argentina, la zona es monzonal. Así, en Buenos Aires, los vientos húmedos del Este son mucho más frecuentes, en verano que los secos del Oeste, mientras que en invierno prácticamente igualan su frecuencia.



Fuente de la imagen: Sanchez Rabat, S. 2011. Los monzones. Disponible en: <http://cambioclimaticoenergia.blogspot.com/2011/02/los-monzones.html>

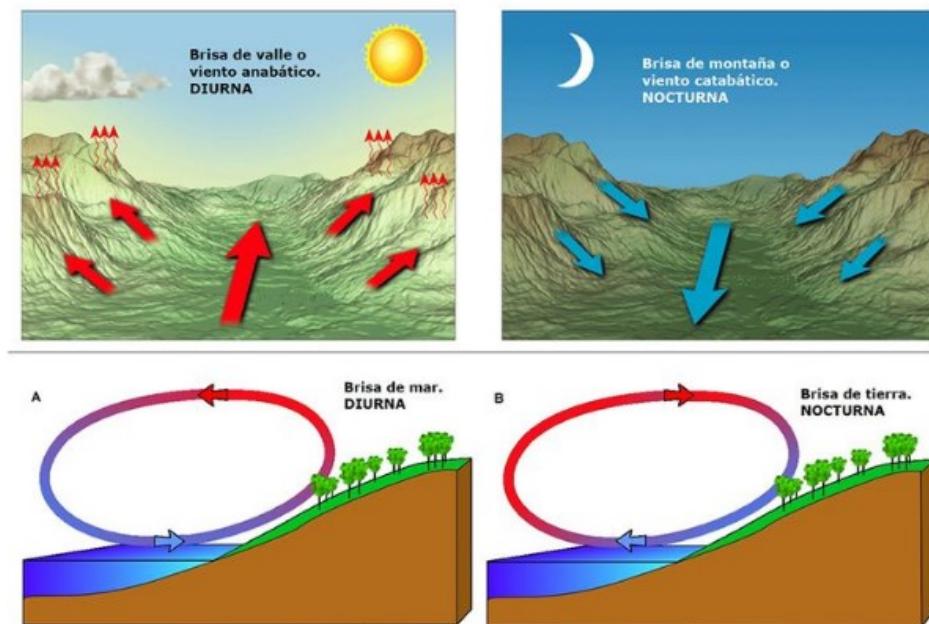
Figura 56. Monzones de invierno y de verano

Vientos diarios

El mismo fenómeno actúa produciendo **vientos diarios** en regiones costeras, produciendo **brisas de mar y de tierra** o **brisas de valle y de montaña** (Figura 57).

Durante el día hay mayor temperatura sobre el suelo y se produce un centro de baja presión, por efecto del calentamiento del suelo con respecto al mar, soplando vientos del mar hacia la tierra: **brisas de mar**. Durante la noche es a la inversa: el suelo es más frío que el mar y el centro de baja presión se desplaza a la superficie acuosa, la tendencia es que los vientos soplen de la tierra al mar: **brisas de tierra**. Ambos tipos de brisas se observan más en zonas tropicales, abarcando una franja de 40-50 km alrededor del mar, hasta una altura de 200 a 300 m.

Un fenómeno equivalente ocurre cuando se produce un calentamiento más intenso sobre las laderas de los valles, razón por la cual hay ascenso del aire hasta cierta altura. De esta manera aparece la **brisa del valle** durante el día. Lo contrario pasa por la noche debido al mayor enfriamiento de las laderas: el aire se desplaza de las partes superiores hacia las inferiores por ser más denso, por lo tanto: más pesada, es la **brisa de la montaña**.



Arriba: esquema de las **brisas de valle y de montaña**. Abajo: esquema de las **brisas de mar y de tierra**.
Autor: Fernando Llorente Martínez.

Fuente de la imagen: MeteoRed. Disponible en: <https://www.tiempo.com/noticias/divulgacion/brisas-los-vientos-que-te-refrescan.html>

Figura 57. Esquema de vientos diarios

Vientos locales

En todas las regiones hay vientos que soplan algunas veces al año, son vientos locales que se producen por una determinada evolución de los centros de presión y masas de aire, junto a la fisiografía del lugar.

Ejemplos de estos vientos en el mundo son el mistral (Francia), el simún (desiertos de África y Arabia), el siroco (costa Norte de África), así como:

Bura o Bora: es un viento gravitacional o de drenaje, que no se originan por diferencias térmicas sino simplemente por efecto gravitatorio o simple peso del aire. Se da en Asia Oriental (Xinjiang, Siberia y Kazajistán). Se da por un efecto del frío acumulativo y ocurre que al llegar a cierto límite el aire denso, frío, desborda en forma dirigiéndose hacia zonas o lugares de más bajo nivel. Ese aire frío provoca un soplo de corrientes ventosas. Son ráfagas que pueden llegar a ser muy destructivas (parecido a lo que ocurre en Santa Ana, California).

Viento tipo Föhen: son vientos fuertes, intensos, secos, cálidos, que se desarrollan ocasionalmente sobre los grandes sistemas montañosos como los de Europa Central (Alemania). Hay un caso parecido en las Rocallosas de USA "el Chinook" y en nuestro país el Zonda.



En la Argentina, se producen vientos locales, como el Zonda, el Pampero, la Sudestada y el viento Norte (Figura 58).

Fuente de la imagen: MeteorologíaenRed. Disponible en <https://www.meteorologiaenred.com/pampero-zonda-sudestada.html>

Figura 58. Circulación de los vientos locales en Argentina

109

Zonda (Figura 59): viento N o NO que sopla en las provincias cuyanas hacia fines de invierno o primavera. Está provocado por un centro de baja presión, muy fuerte que ocurre principalmente en las zonas del centro y oeste del país, principalmente en San Juan, Mendoza, La Rioja y Catamarca, y en conexión de otro centro de alta presión ubicado del otro lado de la Cordillera sobre el Pacífico. Los vientos provenientes del Pacífico superan las cumbres de la Cordillera y en su descenso del lado argentino la masa de aire se calienta y deseca, constituyendo un viento muy seco y caluroso. La humedad relativa es muy baja al descender (alrededor del 15-20%) y la temperatura puede llegar de 20-25 °C hasta 35 °C en pocas horas. Ello trae un efecto pernicioso sobre la producción agrícola, ya que por lo general coincide con la floración de la vid.

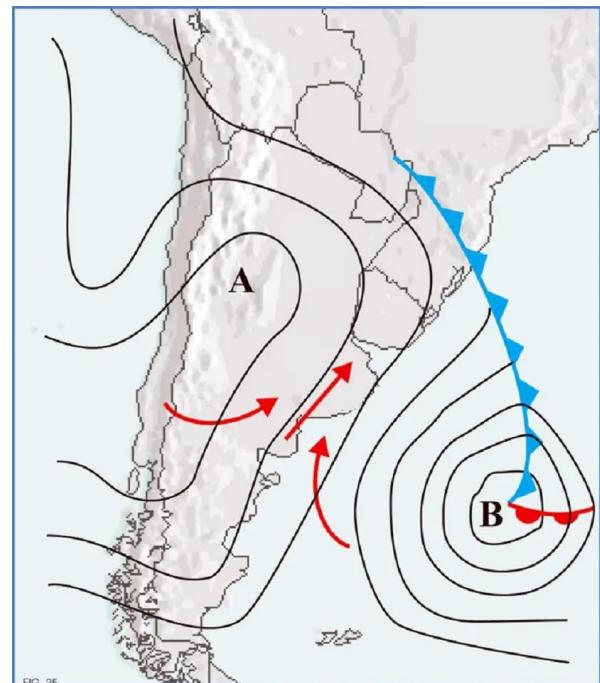
En función de las modificaciones que se producen en la masa de aire, se puede calcular, aproximadamente, la temperatura y humedad relativa, según la altura atravesada. Por ejemplo, considerando 14 °C y 60% de humedad relativa en el oeste andino, de acuerdo al gradiente adiabático la masa de aire al ascender se enfriará 1 °C cada 100 m; a los 1.000 m con humedad relativa 100% produce nieve, heladas o precipitaciones; sigue subiendo y enfriándose y al alcanzar la máxima altura pasa las cumbres y por "gravitación" cae calentándose a medida que desciende y por lo tanto, es sofocante y seco en la llanura. La climatología del fenómeno muestra una distribución anual con un máximo en invierno.



Fuente de la imagen. MeteorologíaenRed. Disponible en: <https://www.meteorologiaenred.com/pampero-zonda>

Figura 59. Viento zonda

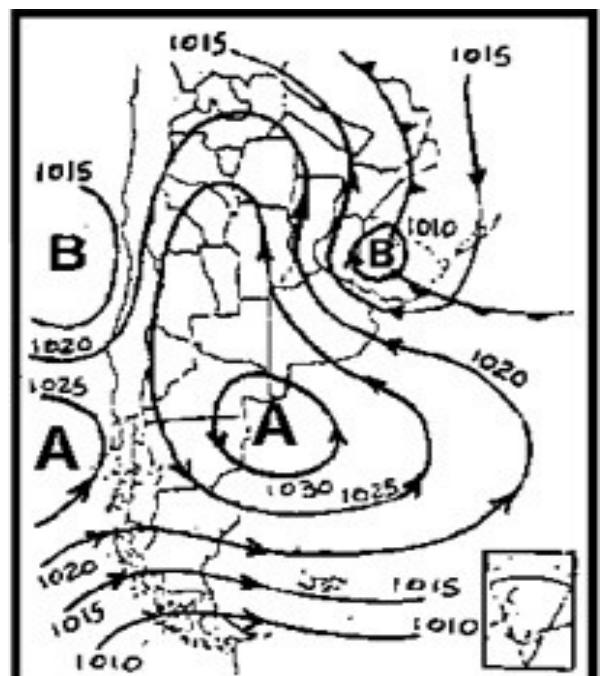
Pampero: se produce cuando un centro de baja presión ubicado en el océano Atlántico, entre Mar del Plata y la península de Valdés y un centro de alta presión ubicado en el Océano Pacífico (40° S), determinan el avance de una masa de aire polar hacia el NE. Es un viento con dirección SO, seco y frío, que despeja el cielo. Sopla especialmente en la provincia de Buenos Aires, con dirección SO, y puede alcanzar velocidades que varían de 50 – 40 km por hora en forma de ráfagas, mientras que en la Patagonia la velocidad es superior a los 80 km por hora. Por lo general, después de soplar el Pampero, ocurren heladas muy intensas en invierno. El aire es claro y despejado después del pasaje del Pampero, por un gran enfriamiento (Figura 60).



Fuente de la imagen: MeteorologíaenRed. Disponible en: <https://www.meteorologiaenred.com/pampero-zonda-sudestada.html>

Figura 60. Situación sinóptica del pampero

Sudestada: estado de mal tiempo que se localiza en el Río de la Plata, tanto en la costa argentina como uruguaya (Figura 61). Son vientos fuertes del sector SE (35 km h^{-1} o más), que pueden estar acompañados por lluvias débiles a moderadas. Es de corta duración (1 a 3 días), acompañado por lo general de tiempo nublado y fresco. La masa de aire que genera este estado de tiempo es un desprendimiento del Anticiclón del Pacífico Sur favorecido por las altas presiones continentales en el invierno que se instala a la altura de Península de Valdés generando vientos dirección sudeste sumado a un centro de baja presión en el litoral. Es por ello por lo que el aire emitido por este centro de alta presión se carga de humedad en el mar e ingresa al continente con sentido sureste-noroeste. Los vientos del SE favorecen la acumulación de agua sobre las costas e impide la descarga de los



Fuente de la imagen. Celemin, A.H. 2008. Las sudestadas. Meteorología Práctica. Disponible en: <http://meteo-practica.blogspot.com/2008/02/las-sudestadas.html>

Figura 61. Sudestada

ríos de la región en el Río de la Plata, lo que acompañado de las lluvias puede producir inundaciones en el este de Buenos Aires y en los alrededores del Río de la Plata. Este estado de tiempo se produce a lo largo de todo el año, pero con diferentes intensidades. Por lo general en octubre se desarrollan los mayores eventos de Sudestada con una duración aproximada de una semana de tiempo frío y lluvioso.

Viento Norte: es un viento de alta temperatura y elevado contenido de humedad, más frecuente en verano y que perdura varios días. Produce malestar, incomodidad, distintos trastornos que se denominan en conjunto "golpe de calor", estrés calórico en ganados y cultivos. Es producido por el anticiclón del Atlántico que se acerca a la costa del sur de Brasil y se intensifica la acción del centro de baja presión del Noroeste. El anticiclón del Océano Pacífico ubicado frente a la costa patagónica no resulta suficiente para presionar la masa de aire cálido. Este estado finaliza con vientos fríos del sur que desalojan la masa de aire cálido.

Variación diaria de la velocidad del viento

La velocidad del viento experimenta una variación diaria muy neta, en forma semejante a la variación diaria de la temperatura. Es muy pequeña durante la noche, y va en aumento desde la salida del sol hasta alcanzar su máximo poco después de mediodía. Posteriormente disminuye hasta la madrugada.

La amplitud diaria de la velocidad (diferencia entre la máxima y la mínima velocidad) es mayor con cielo despejado que con cielo cubierto y también es mayor en verano que en invierno.

Estas variaciones se explican del siguiente modo: durante la noche, frecuentemente se produce inversión de temperatura en las capas bajas de la atmósfera, es decir, que las capas más próximas al suelo son las más frías y también las más densas, el aire está en equilibrio estable y de ahí la calma. Durante el día, las capas más próximas al suelo son las más calientes el aire es más liviano y el equilibrio inestable.

Medición del viento: dirección y velocidad

La dirección del viento se indica por el punto del horizonte donde sopla. Se expresa en grados contados a partir del norte geográfico en el sentido de las agujas del reloj. Se anota la dirección en 16 rumbos, colocando las iniciales de los puntos cardinales. La observación puede realizarse visualmente (humo, copa de los árboles, etc.) o mediante una veleta.

La velocidad o intensidad del viento es la distancia recorrida por una partícula de aire en la unidad de tiempo (m s^{-1} ; km h^{-1} ; nudos¹⁸).

Anemómetro o veleta pendular

Es una veleta que se compone de dos partes: la cola y la flecha, montadas sobre un vástago que las sostiene. El conjunto gira libremente alrededor de un eje vertical al que va unido un collar de cuatro brazos, formando entre sí un ángulo de 90°. Los brazos llevan en sus extremos las letras de los cuatro puntos cardinales (rosa de los vientos). Para la medición de la velocidad posee una lámina que es movida por el viento sobre una escala que indica su velocidad en un instante determinado. La escala utilizada en estos instrumentos es la Beaufort que clasifica los efectos del viento en 12 categorías, desde 0 que representa una situación de "calma" con vientos de 0 a 1 km h^{-1} hasta 12 (huracán), con vientos de más de 118 km h^{-1} ¹⁹.

Anemómetro totalizador de coperolas

Se compone de 3 o 4 brazos horizontales con una esfera semihueca (coperola) en sus extremos y que se hallan fijos a un eje vertical. Cuando el viento actúa sobre el lado cóncavo de las coperolas se origina un movimiento giratorio del sistema que, mediante un sistema de engranajes, es registrado en km h^{-1} o m s^{-1} por un contador de vueltas o dispositivo eléctrico ubicado en la oficina meteorológica. La dirección también es registrada por una veleta cuyo movimiento se traduce en un aparato con una rosa de los vientos y una aguja que marca la dirección, ubicado en la oficina meteorológica (Figura 62).



Fuente:
https://it.m.wikipedia.org/wiki/File:Anemometer_weather_station_clip.gif

Video en:
https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/9/9b/Anemometer_weather_station_clip.gif

Figura 62. Anemómetro

¹⁸ 1 nudo = $1852 \text{ km h}^{-1} = 0,5144 \text{ m s}^{-1}$

¹⁹ Escala Beaufort:
<https://www.semar.gob.mx/meteorologia/ESCALA%20BEAUFORT.htm>

Anemógrafo

Es un instrumento graficador que obtiene las variaciones en el tiempo de la velocidad y dirección del viento. Está constituido por un anemómetro de coperolas y una veleta.

Ubicación del instrumental en la estación meteorológica

El instrumental destinado a la medición y velocidad del viento se instala a 10 m de altura, en un área sin interferencia de obstáculos.

Masas de aire

Una masa de aire es un gran volumen de aire cuyas condiciones de temperatura y humedad son muy uniformes en toda su extensión, en sentido horizontal. La condición para esto es que permanezca inmóvil o se mueva muy lentamente sobre una región, permitiendo que las capas de aire obtengan características térmicas e hídricas concordantes con la superficie sobre la que se encuentran. Estos volúmenes de aire se forman en lugares geográficos cuyas condiciones se presentan para ser "puntos de origen de masas de aire".

Las condiciones más propicias para la formación de masas de aire es una gran superficie llana y condiciones de presión atmosférica que determinan corrientes de aire divergentes, o sea, alta presión o anticiclónicas. Las condiciones de anticiclón, por el aire descendente y divergente determinan que las isotermas tiendan a separarse una de otra, para generar grandes superficies de igual temperatura; a diferencia de las ciclónicas, que tienen grandes gradientes en superficie.

Las cualidades de anticiclones se consiguen en las regiones polares generadoras de grandes masas de aire frío. Las regiones del norte de Siberia y norte de Canadá son también grandes formadoras de masas de aire frío. En las zonas de desiertos, como el Sahara, el Desierto australiano (también de altas presiones) se forman masas de aire caliente y seco. Normalmente, las masas de aire originadas sobre continente son secas y las masas de aire originadas sobre mar son húmedas.

Las masas de aire se pueden clasificar por distintas características:

- 1) Por su lugar de origen: según la latitud: Ártica o Antártica (A), Polar (P), Tropical (T). Según la naturaleza de la superficie: continental (C) o marítima (M)

En su lugar de origen, las masas de aire tropicales son cálidas y las árticas, antárticas y polares, frías; con mayor o menor contenido de humedad, según sean marítimas o continentales.

- 2) Por su característica: secas, húmedas, frías, cálidas

Las masas de aire frío poseen menor temperatura que la superficie de la región que atraviesan. Son generalmente extensas y pertenecen a latitudes polares, y en invierno a latitudes más bajas. Las condiciones de origen de la masa y su evolución determinan en la masa una estratificación estable en especial cerca del suelo, es decir característica de los gradientes verticales normales o subadiabáticos. La humedad específica es baja ya que la capacidad de la masa es reducida. Al desplazarse sobre una superficie caliente sufre un calentamiento que determina la formación de gradientes mayores en su parte inferior y una cierta inestabilidad térmica en capas bajas, puede llevar a un movimiento de convección acompañado de nubosidad cumuliforme. Esto siempre y cuando la superficie sea una superficie húmeda. Si la masa de aire se desplaza sobre una superficie seca, no se forman nubes.

En el hemisferio norte estas masas de aire polar determinan la ocurrencia de un tipo de heladas advecivas o con vientos que son consecuencia de desplazamiento de masas de aire de temperaturas inferiores a 0 °C (no las hay en el hemisferio Sur). En invierno, en la Argentina, suelen ingresar desde sur masas de aire frío de la Antártida, avanzando hacia el norte, pudiendo alcanzar provincias centrales y septentrionales, provocando heladas nocivas para los cultivos.

Las masas de aire caliente poseen mayor temperatura que la superficie de la región que atraviesan, enfriándose en las capas bajas y adquiriendo estabilidad. Las masas de aire caliente se originan en los anticiclones tropicales, caracterizados por una estratificación inestable o condicionalmente inestable. Su humedad específica es grande, en especial si vienen de mares. Esas masas de aire ceden calor a la superficie más frías que ellos, y se enfrián desde abajo hacia arriba; hay gradientes subadiabáticos en la parte inferior que acentúan poco a poco su estabilidad. En la parte inferior, si la masa se desplaza lentamente se forman nieblas. Si es rápida y violenta se forman nubes del tipo estrato y aún lloviznas persistentes.

- 3) Por su recorrido: si se calienta, si se enfriá, si se humedece.
- 4) Por su edad: la edad les hace perder sus caracteres originales y se puede reconocer por el cambio o modificaciones que ha sufrido la masa en sus gradientes verticales de temperatura y de humedad. A mayor edad, mayores transformaciones.

Estas masas de aire pueden enfrentarse con masas de características contrarias, comportándose ambas masas de aire como cuerpos independientes. Es decir, no se mezclan inmediatamente, sino que mantienen sus características. En general, cuando dos masas de distintas características se encuentran, la superficie de choque o plano de choque entre las dos masas adquiere una posición inclinada con relación a la superficie del suelo. Esa superficie o plano recibe el nombre de "superficie frontal" y la línea que se forma en la intersección de ese plano de superficie frontal con la superficie del suelo, se llama "frente". El estudio de las masas de aire, sus frentes y la actividad de estos es donde se apoya todo el estudio del pronóstico del tiempo. Según la masa que presente mayor empuje, los frentes se clasifican en frentes fríos o frentes cálidos (Figura 63).

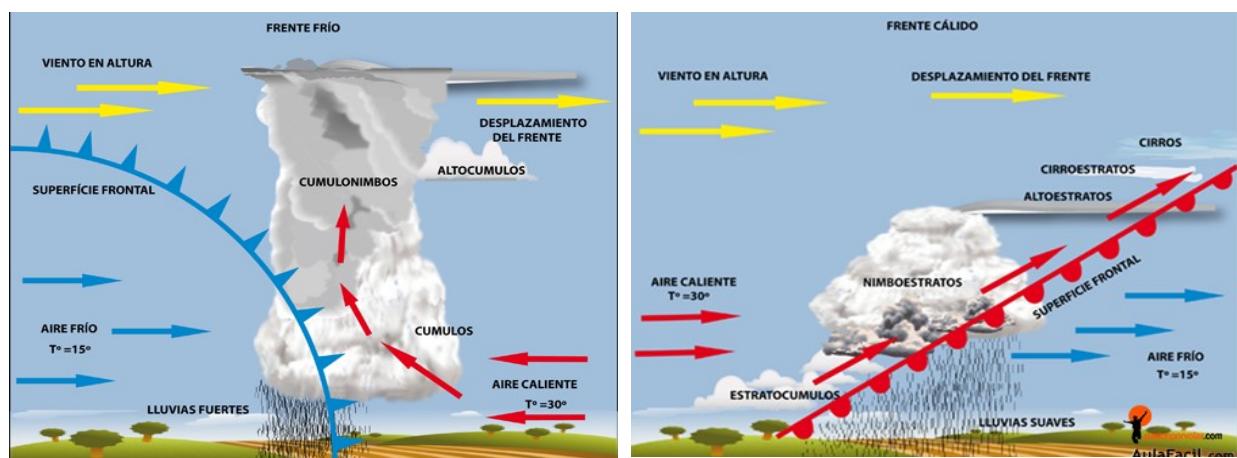
Frente frío: la masa fría es la activa, desalojando o empujando a la masa más caliente. El aire frío se introduce como una cuña agresiva debajo del aire cálido, desplazándolo y obligándolo a subir. El aire caliente se eleva rápidamente enfriándose adiabáticamente con la producción de Cumulus (nubes de tormenta y truenos) y Cumulus nimbus (con granizo). Son las líneas o frentes de turbonadas.

Frente cálido: cuando una masa de aire cálido, por su mayor velocidad, desplaza a una masa de aire frío y asciende activamente sobre ella. Cuando la masa caliente trata de desalojar a la fría (de aire más denso), no puede pues el aire de esta última es más difícil de desalojar. Por lo tanto, el aire caliente resbala sobre el frío, ascendiendo en forma más lenta e inclinada, respecto a como lo hace en un frente frío. Así, se enfriá formando cirrus, luego Cirrustratus y más tarde Altostratus (a veces, Altocumulus), y posteriormente termina con Stratus (nubes bajas, grises, con precipitaciones de lloviznas, lluvias finas, muy persistentes. Esto se da porque el aire caliente tarda mucho en desalojar al frío.

Los frentes también pueden ser ocluidos o estacionarios (Figura 64):

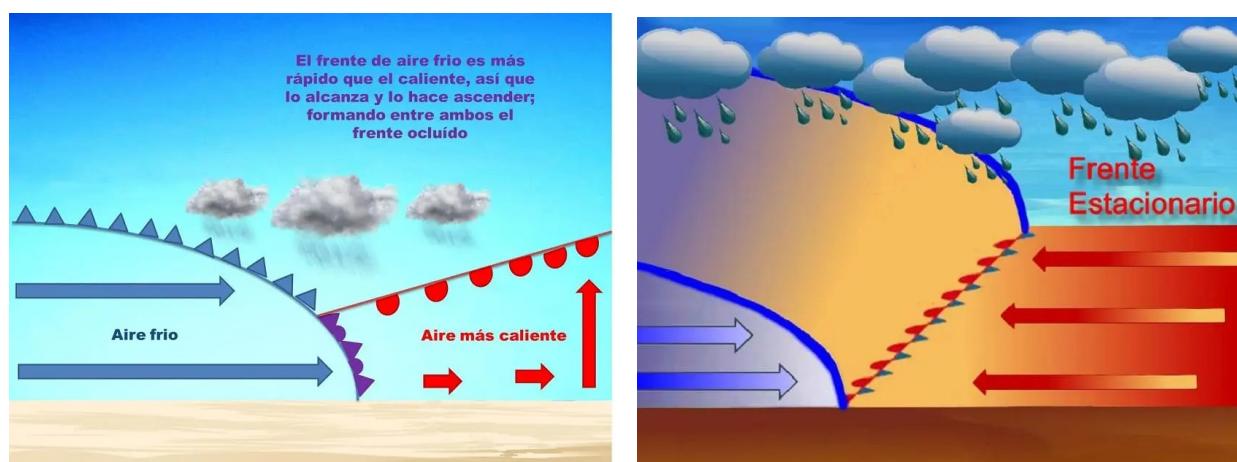
Frente ocluido: cuando después de pasar un frente frío pasa otro frente frío, se forman los frentes ocluidos, en los que el aire caliente queda encerrado en altura, entre las dos masas de aire frío.

Frente estacionario: son frentes que no se desplazan. En superficie los vientos son paralelos a la zona frontal, pero con dirección opuesta a un lado y otro del frente. Se presentan cielos claros a parcialmente nublado; y pasan a ser frentes cálidos o fríos ni bien una de las masas de aire se mueve.



Fuente de la imagen: <https://soclalluna.com/2o-bachillerato/2obach-ciencias-de-la-tierra-y-el-medio-ambiente/bloque-ii-las-capas-fluidas-dinamica/02-atmosfera-e-hidrosfera-dinamicas/04-capas-fluidas-y-el-clima/dinamica-atmosferica-y-el-clima/interpretar-mapas-meteorologicos/>

Figura 63. Frentes frío y cálido



Fuente de la imagen. Portillo, G. Fenómenos meteorológicos. MeteorologiaenRed. Disponible en: https://www.meteorologiaenred.com/frente-ocluido.html#Frente_frio

Figura 64. Frentes ocluido y estacionario

El frente no es una superficie de discontinuidad absoluta; sino que hay un espesor en el que dan intercambios de temperatura, presión, humedad, etc. Ese espesor es de 200 o 500 cm, por lo tanto, son bastante individuales. La superficie frontal y el frente significan un cambio en la temperatura, la presión y dirección del viento. El cambio de temperatura se debe a la temperatura de la masa y el cambio de presión obedece a la densidad. La consecuencia de ese cambio de presión, que significa una desviación o rotura de las isobaras sobre la línea del frente, determina un cambio bastante brusco en la velocidad y dirección del viento.

En los mapas se ha adoptado una metodología para representar a los frentes (Figura 65). Los frentes fríos se grafican con una línea con triángulos agudos a distancia uniforme.



Fuente de la imagen. Frente. Meteorología. Disponible en:
[https://es.wikipedia.org/wiki/Frente_\(meteorología\)](https://es.wikipedia.org/wiki/Frente_(meteorología))

Figura 65. Representación de los tipos de frente

Bibliografía

Castillo, F.E.; Castellvi Sentis, F. 1996. Agrometeorología. Ediciones Mundi-Prensa.

De Fina, A.L.; Ravelo, A.C. 1975. Climatología y Fenología Agrícolas. Pp. 183-200. EUDEBA. 2º Ed.

Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (eds.). 2011. Agrometeorología. Editorial Facultad de Agronomía. UBA. Pp: 57-70.

PRECIPITACIÓN

Las nubes se consideran como un aerosol formado por gotitas (que en promedio poseen un diámetro medio de 0,01mm) y cristalitos de hielo que pueden estar suspendidos por mucho tiempo. Las nubes tienen un equilibrio coloidal que es mantenido por estabilidad. El pequeño tamaño de las gotas hace que las mismas caigan muy lentamente, debido a la resistencia que les opone el aire. Muchas de ellas, al atravesar capas de aire más seco y cálidos, se evaporan, disipándose sin precipitar. Otras, a las pocas horas de formadas precipitan, en estas se rompe el equilibrio coloidal. Como condición previa de la precipitación las gotitas aumentan de tamaño y puedan vencer por su peso la fuerza que ejerce el aire ascendente.

Se ha admitido que para que una gota de agua de nube precipite es necesario que adquiera un diámetro de 1 a 2 mm de diámetro. Para que las gotas alcancen ese tamaño es necesario sumar muchas gotitas. Ese crecimiento se debe hacer en forma rápida. En laboratorio se comprobó que el proceso de condensación sobre núcleos requiere unos minutos para formar una gota de 0,1 mm, 3 horas para que se forme una de 1 mm y muchos días para que se forme una gota de 3 mm.

Hay nubes que precipitan rápidamente luego de formadas. Se supone que dentro de la nube se produce un fenómeno que genera una chispa que rompe la estabilidad coloidal y produce un rápido aglutinamiento de las gotitas.

Teorías de la precipitación

Se han explicado distintos mecanismos (teorías) que desencadenan la precipitación, según el tipo de nubes. La Teoría de coalescencia o captura explica la precipitación en nubes calientes, que se desarrollan a temperaturas que no alcanzan a 0 °C (no alcanzan gran altura) y la Teoría de cristales de hielo o de Bergeron y Findeisen, en nubes que se producen a menos de 0 °C (alcanzan una mayor altura):

Teoría de la coalescencia o captura: esta teoría se basa en la unión de gotas pequeñas a más grandes por la acción del barrido de éstas por los movimientos ascendentes y descendentes dentro de la nube y al caer a través de ella. Para que se dé este proceso es necesario que en la nube haya gotas mayores de 20 mm dado que, si son más pequeñas, las gotas más chicas son desplazadas hacia un lado por las más grandes. Además, las gotas deben ser de diferente tamaño, pues si son similares, al colisionar en la atmósfera, se desintegran. Para formar estas gotas grandes, es necesaria la presencia de núcleos de condensación "gigantes" y partículas higroscópicas, como sal marina. Estas gotas gigantes caen rápidamente, chocan con las gotas menores

y más lentas y hacen coalescencia con ellas, y se vuelven cada vez más grandes, cayendo más rápidamente y aumentando las posibilidades de colisión y crecimiento. La velocidad de caída de la gota está directamente relacionada con su diámetro. Las gotas de lluvia producidas en nubes cálidas son usualmente menores que aquellas de nubes frías. De hecho, raramente las gotas de lluvia de nubes cálidas exceden 2 mm de diámetro. Así, esta teoría se basa en la distinta velocidad de caída que tiene las gotas de acuerdo con su tamaño y peso (Tabla 13), produciéndose la precipitación a partir de la presencia de gotas de 200 um.

Tabla 13. Relación entre diámetro de gota velocidad de caída y tipo de precipitación

Diámetro (μm)	Velocidad terminal (m s^{-1})	Observaciones
5000	8,9	Grandes gotas de lluvia
1000	4,0	Pequeñas gotas de lluvia
500	2,8	Lluvias más finas
200	1,5	Llovizna
100	0,3	Grandes gotas de lluvia
50	0,076	Medianas gotitas de nubes
10	0,003	Pequeñas gotitas de nubes
1	0,00004	Núcleos de condensación

Teoría de cristales de hielo o de Bergeron-Findeisen: se basa en las diferencias de la tensión de vapor sobre agua líquida y sobre hielo ([Figura 35](#)). En las nubes frías hay una zona donde simultáneamente hay gotas de agua líquida subenfriada y cristales de hielo. Esas nubes están constituidas desde la isoterma en altura de los 0 °C hasta -12 °C por agua subenfriada; de los -12 °C hasta los -30 °C por una zona de mezcla (hay gotas de agua subenfriada y cristales de hielo) y por arriba de los -30 °C solo por cristales de hielo. En la zona de mezcla es donde se rompería el equilibrio coloidal de la nube, y por lo tanto se producirían las precipitaciones.

Recordando lo visto en Humedad del aire, si el agua está a 0 °C, la humedad de saturación es igual a la que hay sobre el hielo. Pero a medida que baja la temperatura (-10 °C, -20 °C), el aire se satura con más facilidad sobre el hielo. Así, a -20 °C se satura con una humedad relativa del 80%. De esta manera, cuando el aire de la nube es saturado ($\text{HR} = 100\%$) con relación al agua líquida, está sobresaturado con relación al hielo. El exceso de vapor de agua que estará sobre el cristal se condensará sobre este y agrandará su tamaño, por lo que la humedad relativa ya no será de 100%. Por otro lado, las gotas subenfriadas se evaporarán ya que no están saturadas y le pasarán sus gotas al cristal que adquiere tanto peso que tiende a caer. Al caer, si pasa por la zona

de gotas subenfriadas, éstas se congelan rápidamente y se adhieren al cristal y se forman grandes gránulos. Si la capa a atravesar es espesa y de aire caliente, los cristales se licuan y caen de la nube como lluvia. Si la zona no es muy espesa no funde y cae como granizo.

El origen de las precipitaciones también puede darse por el crecimiento de las gotas a través de una combinación del proceso de Bergeron-Findeisen y de coalescencia (en nubes frías), produciéndose gotas mayores que el proceso de coalescencia por separado (en nubes cálidas).

Otras teorías sostienen:

- A. La precipitación se produce por la distinta carga eléctrica de distintas zonas de la nube. Las nubes (sus gotas) tienen normalmente cargas negativas, pero a veces se pueden formar zonas de gotas con cargas positivas (por electricidad). Estas gotas de distinta carga se atraen, se agrandan y caen.
- B. Hay gotas grandes y chicas. La condensación se produce sobre las gotitas chicas a expensas de las grandes.

Clasificación de la precipitación según sus características

La precipitación desde una nube puede adquirir distintas formas que dependen del tipo de nube y de las condiciones atmosféricas. Puede ser líquida o sólida y en ambos casos es un hidrometeoro. Son hidrometeoros gravitacionales o gravitantes. Según su estado físico y diámetro de las gotas, los hidrometeoros se clasifican en:

- Llovizna: precipitación líquida cuyas gotas no superan los 0,5 mm de diámetro. Proviene de nubes bajas estratificadas. Puede ser un buen aporte de agua al suelo, por su característica de no erosionarlo, producir un buen mojado y poder alcanzar cantidades significativas.
- Lluvia: precipitación líquida formada por gotas de 0,5 a 3 mm de diámetro (1 a 5 mm, según bibliografía). Se produce por nubes de desarrollo vertical con temperatura en la base superior a 0 °C.
- Chaparrón o chubasco: precipitación compuesta por gotas de mayor tamaño, que se da en forma intensa y discontinua, con escasa extensión horizontal. Poseen poca duración, pero mucha intensidad.
- Nieve: el agua se solidifica formando cristales hexagonales que se agrupan en copos. Se forman en nubes estratiformes.

- Aguanieve: es una variedad de nieve, compuesta por una mezcla de nieve y lluvia, que se produce cuando la temperatura en el ambiente no es suficiente para favorecer la precipitación en forma de nieve.
- Granizo: se forma en nubes que se encuentran en gran parte de su espesor con temperatura inferior a 0 °C, y en las que las gotas de agua son arrastradas hacia arriba por corrientes de aire, congelándose rápidamente formando piedras de hielo. Cuando alcanzan un diámetro de 5 a 50 mm, pueden vencer la corriente ascendente y precipitan. Ocurre en forma ocasional y con una distribución muy irregular.
- Rocío: condensación directa sobre la superficie, cuando la temperatura es superior a 0 °C.
- Escarcha: condensación directa sobre la superficie, cuando la temperatura es inferior a 0 °C.

Tipos genéticos de la precipitación (clasificación según origen)

La precipitación se produce a causa de condiciones que determinan el ascenso del aire y su enfriamiento, con su posterior saturación y condensación. Así, se forman distintos tipos de nubes que pueden provocar precipitaciones. Las precipitaciones pueden ser el resultado de uno de estos procesos, o del efecto combinado de ellos.

Precipitación convectiva: se producen por el ascenso convectivo del aire. Las nubes características son los Cúmulos, pudiendo convertirse en Cumulonimbus cuando el aire es muy húmedo e inestable. La lluvia se da como chaparrones, abundantes y de poca duración, pudiendo producir granizo ocasionalmente. Son comunes en las zonas tropicales (donde convergen los vientos alisios). Se dan fundamentalmente en los continentes, con periodicidad estacional y durante el día; cuando el aire es más inestable. Pueden producirse por:

- **Convección dinámica:** convergencia o choque de masas de aire de distinta procedencia. Produce gran inestabilidad, nubes de desarrollo vertical. Provocan tormentas, y la convección muy fuerte, granizada. Es un fenómeno local.
- **Termoconvección:** el suelo se calienta, y por lo tanto el aire asciende hasta alcanzar su nivel de condensación, se forma la nube y luego precipita.
- **Convección forzada:** por la presencia de obstáculos en el terreno o la fricción del aire en movimiento con la superficie.

Precipitación orográfica: el enfriamiento de la masa de aire se produce por razones de relieve. Al subir el aire por la ladera se produce la inestabilidad. Este tipo de precipitaciones se dan en las Faldas de Córdoba, Aconquija, Tucumán y SO de Chile, que alcanzan nuestro territorio en Bariloche.

Precipitación de convergencia frontal: se forman por el encuentro de dos masas de aire con distinta temperatura y humedad. Este tipo de precipitaciones es común en latitudes medias, y muchas veces son de origen ciclónico. En este encuentro, una masa de aire, por su mayor velocidad desplaza a la otra. Los frentes pueden ser:

- *Frente frío:* el aire frío se introduce por debajo del aire caliente en forma de cuña en forma agresiva, obligando al aire caliente ascender violentamente. Se forman nubes del género Altocumulus y Cumulonimbus, produciéndose la inestabilidad y lluvias copiosas de corta duración y con fuertes vientos.
- *Frente cálido:* una masa de aire cálido desplaza a una masa de aire frío y asciende sobre ella, enfriándose y produciéndose la condensación del vapor de agua, con la formación de nubes y precipitaciones. Aparecen nubes del género Cirrus, Cirrostratus, Altostratus, Altocúmulos, Nimbostratus y Cumulos; produciéndose lluvias que se prolongan por varios días, con elevación de la temperatura, luego del pasaje del frente.

Las precipitaciones de convergencia frontal son comunes en la Argentina, donde son el tipo genético predominante.

Precipitación ciclónica: se producen por la convergencia de masas de aire hacia zonas de baja presión, en donde el aire es obligado a subir. Son comunes en zonas tropicales y en la estación cálida. Genera precipitaciones en forma de chaparrones. En la Argentina, junto con las precipitaciones convectivas, se dan en el NOA.

Medición de la precipitación

La cantidad de lluvia se expresa por la altura de la capa de agua formada sobre un suelo completamente horizontal e impermeable, suponiendo que no se produce evaporación. La altura se expresa en mm.

$$1 \text{ mm de precipitación} = 1 \text{ litro de agua por m}^2 = 10 \text{ m}^3 \text{ por ha}$$

(10.000 litros por ha)

Instrumental para la medición de la precipitación

Pluviómetro

Este aparato se utiliza para medir la precipitación pluvial. Consta de un depósito cilíndrico con un embudo receptor que se comunica a un vaso medidor instalado dentro del depósito mayor. El área receptora (boca del embudo) es 10 veces mayor que el área medidora (área del vaso). Las mediciones hechas en el vaso con una regla graduada en cm corresponden a la precipitación en mm. La precisión es de 0,1 mm y las lluvias inferiores a 0,1 mm no son perceptibles.

Pluviógrafo

Es un aparato registrador que mide la cantidad de precipitación por día e indica la intensidad de caída. Su funcionamiento es el siguiente: el agua recolectada por el pluviógrafo se dirige a un recipiente dotado de un flotador el cual está sólidamente unida a una pluma inscriptora que actúa sobre una gráfica de papel diaria graduada de 0 a 10 mm. Cuando el recipiente alcanza el valor de 10mm, se vacía automáticamente por medio de un sifón y la pluma inscriptora vuelve a cero sobre la gráfica dejando una línea vertical que indica este hecho (Figura 66). Si la precipitación continúa, el flotador comenzará a marcar otra vez. De esta manera se van dejando trazos en zigzag.

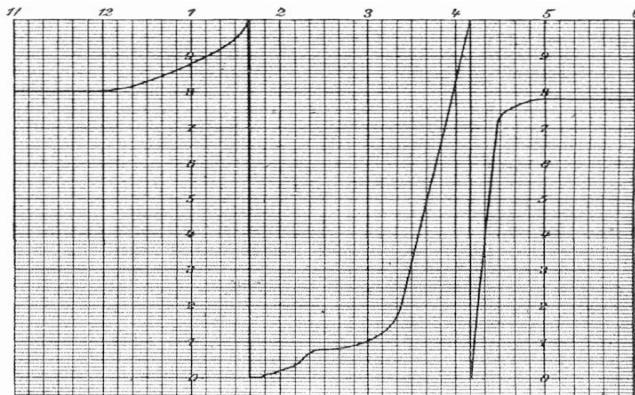
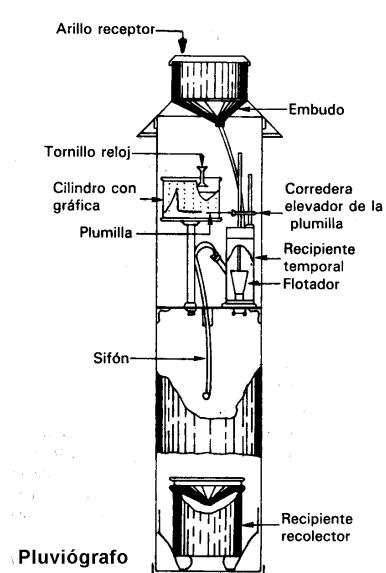


Figura 66. Pluviógrafo y ejemplo de faja de registro

Nivómetro

Registra el nivel de nieve caída. Se mide el equivalente en agua (mm) de la nieve recogida en el nivómetro. Su estructura es similar a la del pluviómetro, excepto por el embudo receptor que posee mayor diámetro y un protector. Además, tienen un dispositivo interno en forma de cruz, destinado a evitar que los remolinos de aire tengan acción directa sobre el interior del aparato. En lugares remotos, donde es muy difícil llegar en invierno para efectuar la medición, se usan los nivómetros totalizadores que proveen información de la nieve caída en un período largo.

Ubicación del instrumental en la estación meteorológica

Para la medición de la precipitación, el instrumental debe ubicarse alejado de obstáculos, recomendándose que se coloquen a una distancia al menos el doble de la altura del objeto más alto.

Caracterización climática de la precipitación

La precipitación es un elemento discontinuo, que presenta gran variabilidad tanto en sus valores anuales como mensuales. De esta manera, el valor promedio de la precipitación no es un valor representativo, dado que presenta una distribución asimétrica respecto a los valores medios, no ajustándose a una distribución normal o de Gauss. Esta característica hace que sea necesario recurrir, a veces a tratamientos estadísticos especiales para obtener parámetros que permitan caracterizar con exactitud el régimen de precipitaciones de un lugar. Cuando se procede al análisis de una serie de precipitaciones, el primer paso consiste en determinar a qué tipo de distribución de frecuencia se adapta. Para ajustar a una curva normal se debe trabajar con promedios de series muy largas, correspondiendo a esto a lugares muy lluviosos. En lugares secos, o cuando se trata de series que corresponden a períodos cortos, la distribución de frecuencia es asimétrica. En estos casos es más conveniente la utilización de mediana como medida central. También se recomienda dar el valor de precipitación en cuartiles, quintiles o deciles, que son parámetros de dispersión.

La mediana es el valor de la variable definida por la condición de que existe un número igual de observaciones inferiores y superiores a este valor.

Ejemplo: $x = 2, 3, 5, 7, 13$ Mediana = 5
Media aritmética = 6

Una de las ventajas de la mediana en el análisis de ciertos fenómenos, es que está menos sujeta que la media aritmética a las influencias de los valores extremos de la variable.

Los cuartiles son los 3 valores que dividen al conjunto de datos ordenados en cuatro partes porcentualmente iguales. El primer cuartil es el valor por debajo del cual queda un cuarto (25%) de todos los valores de la sucesión (ordenada); el tercer cuartil es el valor por debajo del cual quedan las tres cuartas partes (75% de los datos).

Valores climáticos comunes

Precipitación diaria: precipitación mayor a 0,1 mm acumulada entre las 8 horas de un día y las 8 horas del día siguiente

Precipitación mensual: suma de todas las precipitaciones diarias del mes

Precipitación anual: precipitación total acumulada desde las 8 horas del 1º de enero de un año hasta las 8 horas del 1º de enero del año siguiente, es igual a la suma de los valores de precipitación mensual de los 12 meses del año.

precipitación media mensual: promedio de una serie no inferior a 30 años de precipitaciones mensuales

Precipitación media anual: promedio de una serie larga de años de precipitaciones anuales

Desviación desde la normal: valor normal obtenido en una serie de 30 años.

Frecuencia media de días de lluvia: número medio mensual de días en que ocurrieron lluvias cuya cantidad fue mayor o igual a 0,1 mm

Frecuencia media de días con granizo: número medio mensual de días en que precipitó granizo cuya cantidad fue mayor o igual a 0,1 mm

Frecuencia media de días con nevadas: número medio mensual de días en que ocurrieron nevadas cuya cantidad fue mayor o igual a 0,1 mm

Desde el punto de vista agrícola, no solo es importante la cantidad anual de lluvias, sino también cómo se distribuyen a lo largo del año (distribución estacional). El **régimen pluviométrico** se refiere a la forma de distribución de la lluvia a lo largo de los 12 meses del año. Como criterio general, el régimen de precipitaciones se puede definir:

Monzónico: las precipitaciones del semestre cálido son iguales o mayores al 80% de la precipitación anual. Las precipitaciones se concentran en la estación cálida. (Jujuy; Salta; Tucumán).

Mediterráneo: cuando las precipitaciones del semestre frío son iguales o mayores al 60% de la precipitación anual. Las precipitaciones se concentran en la estación invernal (Región Cordillerana norte de la Patagonia).

Isohigro: cuando las precipitaciones se distribuyen más o menos uniformemente a lo largo del año (provincias de litoral y de las estepas pampeana y patagónica).

El régimen pluviométrico de una región está ampliamente determinado por la variación en la dirección del viento, que se produce por las modificaciones que sufre la presión atmosférica a lo largo del año sobre la superficie terrestre.

Para comparar el régimen pluviométrico de diversas localidades, es conveniente calcular para cada mes el **Coeficiente Pluviométrico de Angot** o **Coeficiente Relativo**. Este coeficiente permite comparar el régimen pluviométrico de lugares con climas que poseen totales anuales de lluvia muy diferentes.

Distribución de las lluvias sobre la superficie terrestre

La distribución geográfica de las precipitaciones (Figura 67) está determinada por 4 causas:

Latitud: la influencia de la latitud está dada por la distribución de las bandas de alta y baja presión atmosférica, pudiendo identificarse:

- Ecuatoriales (aproximadamente entre 10° N y 6° S): en la región ecuatorial hay una banda de baja presión que provoca el ascenso de las masas de aire produciendo lluvias copiosas. Dado que los vientos se mueven desde las bandas de alta a las de baja presión, hacia el ecuador convergen los vientos alisios (desde los 30° latitud). Son precipitaciones de tipo predominantemente ciclónico, que producen lluvias abundantes que se dan todo el año. Alrededor de los 5° de latitud, tanto hacia el norte como hacia el sur, se registran precipitaciones durante todo el año. Luego prosigue un régimen típicamente monzónico, con precipitaciones estacionales (mayores en verano) con invierno seco.
- Latitud de 25° a 35°, próxima a los trópicos: se da una banda de altas presiones o anticiclónicas, en las que los vientos son divergentes, y hay un

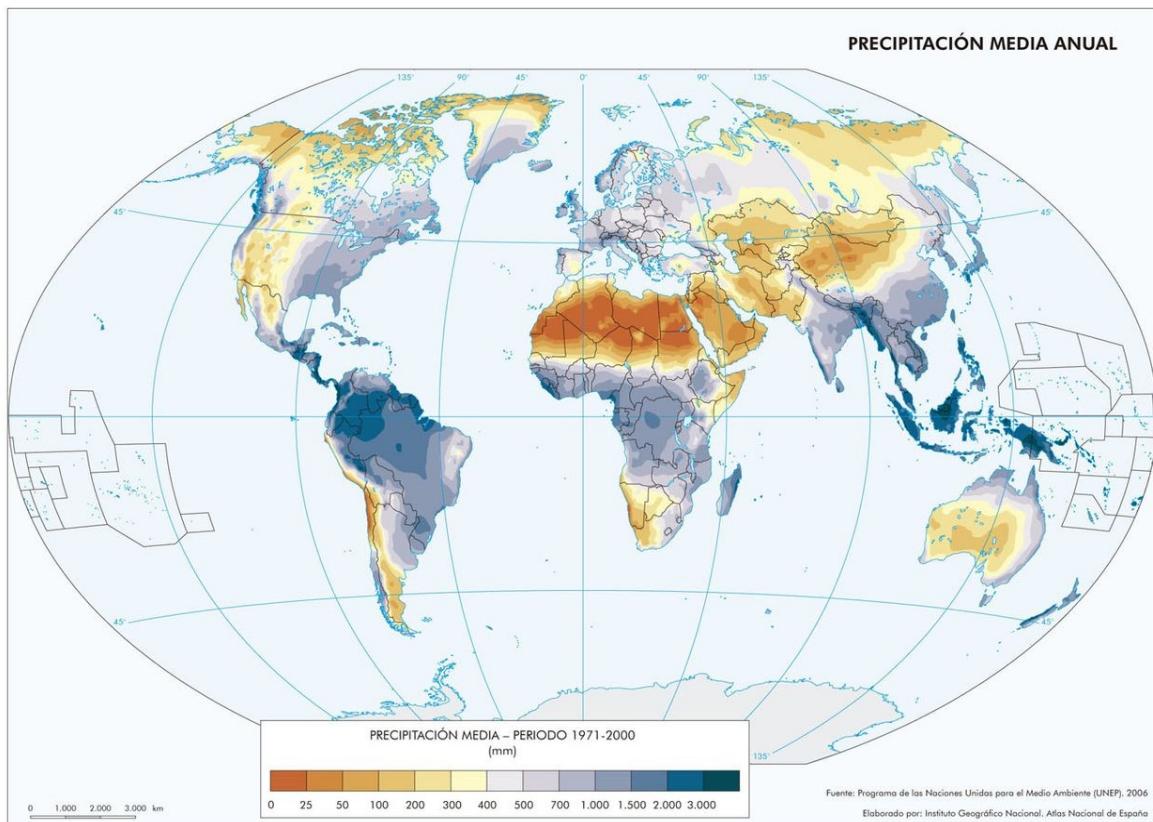
descenso de las masas de aire; condiciones en las que el vapor de agua no puede condensarse. Es un área sin precipitaciones, y la zona en que se dan los grandes desiertos.

- Latitudes medias (30° a 60°): desde la zona de los trópicos, los vientos cálidos se dirigen hacia zonas de mayor latitud, más frías provocando la condensación del vapor de agua. Debido al efecto ciclónico, frontal y a las masas de aire inestables, se producen precipitaciones relativamente abundantes durante todo el año. De esta manera, en las regiones templadas, en general, la lluvia aumenta con la latitud. Una excepción se da en la zona próxima a las bajas subtropicales, donde las masas de aire ya han adquirido muy baja temperatura, disminuyendo su capacidad de mantener agua en estado de vapor, por lo que la precipitación resulta escasa, particularmente en verano, aun cuando se produzca condensación. Se dan lluvias estacionales de tipo mediterráneo por desplazamiento del frente polar.
- Latitud 60° : se produce el choque de 2 masas de aire de distinta temperaturas y humedad; hay entonces formación de un frente y formación de nubes. Se dan precipitaciones menos abundantes que las ecuatoriales.
- Casquetes polares: escasas precipitaciones por baja humedad y temperatura. Es rara la presencia de ciclones y la precipitación es escasa durante todo el año.

Dirección de los vientos: el contenido de humedad de los vientos depende de su origen, determinando la cantidad de lluvias que presenta una región. Cuando los vientos soplan de la tierra hacia el mar, la condensación es escasa, por lo que también lo es la precipitación (Comodoro Rivadavia, por ejemplo, cuyos vientos dominantes provienen del cuadrante oeste). Lo contrario ocurre cuando los vientos dominantes avanzan desde el mar hacia el continente, aunque se da una excepción cuando los vientos provienen de mares fríos y soplan sobre zonas continentales cálidas, alejándose de su punto de condensación (zonas costeras de África, por ejemplo).

Distancia al mar: cerca de la costa, la llegada de aire caliente y húmedo es más común que hacia el interior de los continentes. Así, la cantidad de lluvia normal anual disminuye desde la costa hacia el interior de los continentes.

Relieve del suelo: la presencia de cadenas montañosas obliga a las masas de aire a ascender provocando la ocurrencia de precipitaciones orográficas.



Fuente de la imagen: Atlas Nacional de España (ANE).
http://atlasnacional.ign.es/wane/Archivo:Mundo_Precipitacion-media-anual-en-el-mundo_1971-2000_mapa_15753_spa.jpg#filelinks

Figura 67. Precipitación media anual en el mundo. 1971-2000

Bibliografía

- Castillo, F.E.; Castellvi Sentis, F. 1996. Precipitación. En: Agrometeorología. Pp. 143-159. Ediciones Mundi-Prensa.
- De Fina, A.L.; Ravelo, A.C. 1975. XII. Lluvia. Nieve. Granizo. En: Climatología y Fenología Agrícolas. Pp. 159-182. EUDEBA. 2º Ed.
- Hurtado, R.H. 2011. VII.2 Precipitación. En: Agrometeorología. Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (eds.). Editorial Facultad de Agronomía. UBA. Pp: 71-74.

EVAPORACIÓN Y EVAPOTRASPIRACIÓN

Una de las formas de aumentar la producción es incrementar la superficie cultivada o mejorar las ya existentes. Al expandir el área es necesario pensar en el aporte de riego, especialmente en las regiones áridas o subhúmedas del planeta. El agua es un recurso vital, y es por ello por lo que la producción agropecuaria compite con el uso corriente, la industria, etc. Por este motivo, es muy importante medir la disponibilidad de agua, para una mejor distribución, ya que cada mm de agua significa un costo.

En las plantas, el agua representa el 80% de la materia seca producida. El agua transporta nutrientes y refrigeria, existiendo una relación directa entre la transpiración y la materia seca producida; siendo por esto relevante la evaporación, la transpiración (evapotranspiración de las plantas) y el balance hídrico del suelo.

La evaporación es el pasaje del agua líquida a agua vapor. Para la realización de este proceso las moléculas del agua líquida deben aumentar su energía cinética por la incorporación de otra energía, que es, por lo general, la energía solar. La evaporación es un proceso continuo a cualquier temperatura. La cantidad de agua que se evapora en la unidad de tiempo es distinta, según sea una superficie de agua libre (mar) o una superficie de suelo (tierra firme) variando, en este caso según el suelo esté cubierto o desnudo.

La evapotranspiración es el fenómeno combinado de la evaporación desde el suelo y la transpiración de las plantas. Ambos procesos se miden por la altura en mm de la capa de agua evaporada o evapotranspirada durante un período de tiempo dado. La evapotranspiración resulta entonces, el proceso inverso de las precipitaciones, y su conocimiento permite establecer el grado en que se satisfacen las necesidades de agua de un área determinada. Este fenómeno es de suma importancia e interés para la planificación y desarrollo de actividades agrícolas.

Contenido hídrico del suelo

El contenido de agua en el suelo es variable, y depende de la cantidad de agua que llega al suelo por precipitación y la que el suelo pierde por evapotranspiración. El suelo es un sistema disperso compuesto por tres fases: líquida (25%), gaseosa (25%) y sólida (50%). El espacio que queda entre las partículas sólidas constituye el espacio poroso, que puede ser llenado en mayor o menor grado por el agua. Si todo el espacio poroso se encuentra lleno de agua, sin presencia de aire, el suelo está **saturado**, y en este punto el

porcentaje de agua (en peso o volumen) representa la cantidad máxima de agua en el suelo.

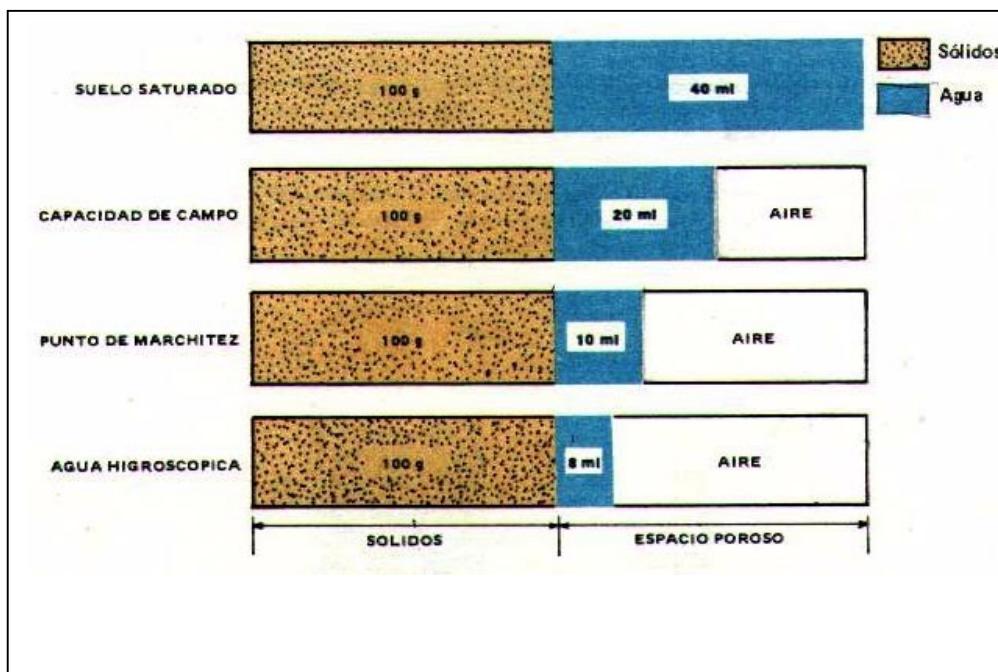
Si a un suelo seco se le agrega agua hasta saturarlo, no toda el agua se mantiene en el lugar, sino que una parte va hacia la profundidad "percolando", obedeciendo a la fuerza de gravedad, y el suelo deja de estar saturado, y en los espacios porosos aparece aire otra vez. Esta cantidad de agua que deja el suelo saturado, por gravedad, es el **agua gravitacional**.

En un momento dado, la salida de agua por gravedad deja de hacerse y queda en el suelo un porcentaje de agua correspondiente a su **capacidad de campo**, el suelo está a la **humedad equivalente**. Este contenido de agua es constante para cada suelo y representa *la cantidad de agua que queda en un suelo después de haber descendido o escurrido el agua gravitacional*. El agua que queda en el suelo se encuentra formando una película alrededor de todas las partículas sólidas del suelo y llenando los canales que se forman dentro del suelo en virtud del ordenamiento de esas partículas; en esos capilares, el agua es retenida por tensión superficial.

Si el suelo se seca por evaporación, la cantidad de agua irá disminuyendo. Si se observa una planta en ese suelo, la misma comenzará a manifestar síntomas de marchitez o decaimiento en el momento en que la cantidad de agua del suelo es insuficiente para satisfacer las funciones vitales del vegetal. La cantidad de agua del suelo, cuando la planta entra en marchitez señala el **coeficiente de marchitez**: cantidad de agua mínima compatible con la vida del vegetal. Estos puntos se alcanzan fácilmente.

Toda el agua del suelo que está entre la capacidad de campo y el coeficiente de marchitez se denomina **agua útil** o utilizable por la planta.

En un suelo totalmente seco que se va irrigando muy lentamente, al principio el agua se fijará como una película muy adherida a las partículas sólidas, que muy difícilmente deja el suelo, y solo lo deja por gran centrifugación (a alta gravedad), o bien por secado en estufa por largas horas. Este contenido hídrico corresponde al **agua higroscópica**, que no es asimilable por las plantas pues rebasa la capacidad de absorción de las raíces (Figura 68).



Fuente de la imagen. Ansaloni, R. & Chacón, G. 2003. Interacción suelo, vegetación y agua: el efecto de las plantaciones de pino en ecosistemas alto andinos del Azuay y Cañar. Universidad del Azuay. Disponible en: file:///C:/Users/Usuario/Downloads/Suelo_Agua_Veget_2003.pdf

Figura 68. Contenido de agua en un suelo franco

El suelo útil no es el suelo saturado, pues en él el agua desplazó al oxígeno necesario para las plantas. El suelo adecuado es el que se encuentra en su humedad equivalente o capacidad de campo, y es la cantidad de humedad que mejor responde a un más activo crecimiento.

La capacidad de campo puede determinarse en una muestra de suelo, físicamente, en laboratorios. Dentro del suelo, la parte sólida retiene el agua con distinta fuerza: desde una $F = 0$ (en suelo saturado, donde no hay retención y se pierde por gravedad), hasta $F = \text{máxima}$ (que corresponde a la humedad higroscópica). Por lo tanto, para extraer el agua de un suelo, la planta debe efectuar una fuerza tanto mayor cuanto menor sea la cantidad de agua del suelo. Así, la cantidad de agua transpirada por la planta disminuirá al reducirse el contenido de agua del suelo.

Eso mismo es aplicable a la evaporación: cuando un suelo está saturado, la disponibilidad de agua en la superficie evaporante es ilimitada. Pero a medida que se va secando, o sea, que decae la cantidad de agua por debajo de la capacidad de campo, la cantidad de agua evaporada va a ser cada vez menor y, en consecuencia, disminuye la capacidad evaporativa de un suelo a medida que disminuye su cantidad de agua.

Como se desarrolló previamente, un suelo que posee su cantidad óptima de humedad no presentará límite de agua para la evapotranspiración, por lo que

ésta dependerá de las condiciones atmosféricas como el viento, temperatura, radiación, etc. De esta manera, teóricamente habrá la máxima evapotranspiración posible, según las condiciones atmosféricas presentes. Mientras las condiciones hídricas del suelo no se modifiquen (se mantenga a capacidad de campo), la cantidad de agua perdida por evapotranspiración estará dada por las condiciones ambientales.

Evapotranspiración potencial y real

Esa cantidad posible de perderse por evapotranspiración es la **Evapotranspiración potencial** (EP o ETP): cantidad máxima de agua (expresada en mm) que puede ser perdida por evaporación desde el suelo y por transpiración de las plantas cuando el suelo se encuentra con un contenido óptimo de humedad (capacidad de campo), cubierto por completo con un manto herbáceo de poca altura (5 cm), en activo crecimiento y cuyo albedo sea aproximadamente de un 25%. Es importante destacar que la EP depende únicamente de las condiciones climáticas o meteorológicas.

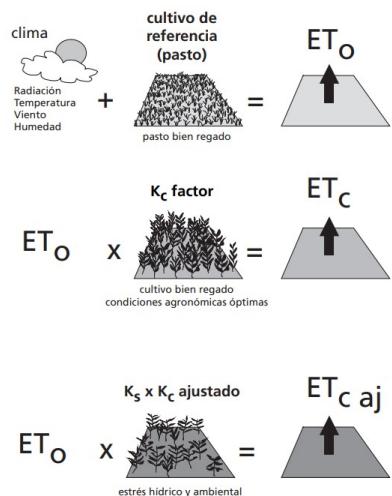
En contraposición, la **evapotranspiración real** (ETR o ER), es la cantidad de agua (expresada en mm) que evapora el suelo y las plantas de acuerdo con contenido circunstancial de agua que posea el suelo, dependiendo de los diferentes gradientes de humedad que condicionan todos los factores en el momento de su determinación.

La ER podrá ser igual o inferior que EP, nunca mayor. Ambos valores se igualan cuando el suelo presenta un contenido óptimo de agua.

En condiciones de cultivo, estas definiciones pueden adecuarse del siguiente modo (Figura 69):

Evapotranspiración estándar o del cultivo de referencia (ET_O): evapotranspiración de un cultivo hipotético de pasto de 12 cm de altura uniforme, creciendo activamente y dando sombra totalmente al suelo sin restricción de agua. Al igual que la EP, la ET_O, depende exclusivamente de factores meteorológicos o climáticos.

Evapotranspiración de cultivo (ET_C): evapotranspiración que alcanzaría un cultivo determinado libre de enfermedades, con buena fertilización y condiciones edáficas e hídricas óptimas; expresando la máxima producción según las condiciones ambientales imperantes. Al referirse a “un cultivo



Fuente: Estudio FAO Riego y Drenaje 56.
<https://www.fao.org/3/x0490s/x0490s.pdf>

Figura 69 Evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_O) en condiciones estándar (ET_C) y de estrés (ET_{Caj})

determinado", según la especie y momento del ciclo (según sus necesidades de agua) se utiliza un coeficiente de cultivo (K_c) que se aplica a la ETo .

Evapotranspiración de cultivo en condiciones reales o ajustadas (ET_{Caj}): se aplica a cultivos sometidos a condiciones ambientales y de manejo no óptimas (suelos salinos, baja fertilidad, etc.). En este caso se aplica un coeficiente de estrés (K_s) que considera una reducción en la transpiración producida por estrés hídrico o salino. El valor de ET_{Caj} será igual a ET_c en condiciones hídricas y de cobertura del suelo óptimas. De lo contrario, ET_{Caj} será siempre inferior a ET_c .

Factores que inciden sobre la evapotranspiración

La intensidad de la evapotranspiración depende de una serie de factores que inciden sobre la evaporación y la transpiración:

Factores meteorológicos

En una superficie de agua libre (mar, lagunas, etc.) la intensidad de evaporación está regulada por distintos factores:

- Cantidad de energía solar: la evaporación es posible solo cuando recibe suficiente cantidad de energía como para que las moléculas de agua aumenten su energía cinética y los movimientos sucesivos para que algunas de esas moléculas puedan vencer la tensión superficial y escapar hacia la atmósfera en forma de vapor. Esa energía se obtiene de la radiación solar, y esta es la principal reguladora del proceso.
- Viento: a mayor velocidad del viento, mayor intensidad de evaporación debido al "arrastre del vapor", que favorece su disipación, evitando que el ambiente llegue a la saturación, con lo que cesaría la evaporación.
- Hidrolapso (gradiente vertical de humedad): relacionado con la evaporación a través del déficit de saturación. La cantidad de vapor de agua a dos niveles de altura en la atmósfera generalmente acusa valores diferentes. Sobre la superficie el aire está en estado de saturación y en altura (1 a 1,5 metros) el valor registrado es inferior. Cuanto mayor sea la diferencia del estado higrométrico del aire a esos dos niveles tanto mayor será la intensidad de evaporación. La intensidad de la evaporación se reduce cuando el contenido de vapor es similar en ambos niveles (aire en estado de saturación máxima).
- Masas de aire: a través de la energía provista por calor advecutivo, provocado por una masa de aire cálido que se desplaza horizontalmente sobre una superficie.

Existen otros factores inherentes a las masas de agua, tales como la concentración de sales (a mayor concentración salina, menor evaporación) y características de mayor o menor irregularidad de la superficie que actúan variando el ángulo de incidencia de los rayos solares, por ende, la radiación absorbida.

Factores edáficos

- Cobertura del suelo: en un suelo desnudo, sin vegetación, actúan todos los factores atmosféricos mencionados anteriormente, excepto la superficie del agua. Además, operan otros factores propios de las características físico-químicas del suelo: color, textura, estructura, concentración de sales, mayor o menor retención de agua por parte de sus partículas. Sin embargo, la evaporación de un suelo desnudo depende exclusivamente de la cantidad de agua presente en el mismo. Las partículas que componen el suelo poseen un cierto grado de retención de agua determinando, en definitiva, la intensidad de la evaporación. Por causas del desecamiento, aumentan el poder de retención de agua en el suelo. Esta retención se incrementa aún más, cuando el mismo comienza a perder la capacidad de campo.

En un suelo cubierto, la intensidad de pérdida de agua depende no solo de los factores físicos, sino también de los factores de la cobertura vegetal: la densidad y el tipo de plantas, profundidad de raíces, albedo de la copa foliar, regulación transpiratoria (apertura y cierre de estomas).

Factores bióticos

El proceso de la transpiración vegetal, o del movimiento de agua interior en las plantas, de la raíz hasta las hojas, termina con un fenómeno de evaporación que se realiza en forma interna dentro de las paredes estomáticas y escapa por difusión de allí al aire libre. La transpiración tiene una velocidad o intensidad que varía con las características mismas del vegetal, y depende también de la cantidad de agua que encuentra disponible en el suelo. Los factores bióticos, reguladores de la intensidad de la evapotranspiración, responden a características morfológicas y fisiológicas de los vegetales:

- Tipo de formación vegetal (césped, pradera, bosque, selva, sotobosque, cultivo)
- Color del vegetal
- Densidad de la cubierta vegetal sobre la superficie
- Superficie foliar
- Densidad estomática
- Ritmo estomático

- Tipo y densidad del sistema radicular
- Profundidad de las raíces
- Actividad respiratoria
- Filotaxis (disposición de las hojas alrededor del tallo)

Medición y estimación de la evapotranspiración

El agua no es un recurso del que se dispone libremente, debe ser cuidadosamente consumido. Existe una necesidad importante de economizar la precipitación y el agua suministrada por el riego. Una tarea importante es la de determinar la magnitud de la EP y ER, relacionándola con los niveles de humedad del suelo, los recursos hídricos de la región y las necesidades de los cultivos en sus diferentes etapas de crecimiento y desarrollo.

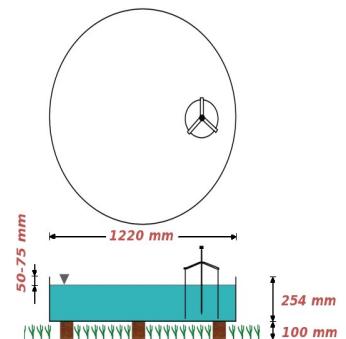
La estimación o medición de la EP y ER permite:

- Conocer aspectos hidrológicos del balance de agua en una determinada región
- Conocer la marcha de la humedad del suelo a lo largo del año
- Facilita la implementación de riegos a través de la construcción de diques, embalses, acequias, dimensionamiento de bombas, etc.

Instrumental para la medición de evapotranspiración

Tanque de evaporación (tipo A)

Consiste en un tanque circular de 120,5 cm de diámetro y 25,4 cm de profundidad que se coloca sobre una plataforma de 5 cm de altura. En el tanque, el agua debe mantenerse entre 5 y 7,5 cm del borde. La medida del agua se realiza diariamente. Normalmente se realiza en un cilindro situado cerca de borde, para evitar cualquier oscilación que se produzca en la superficie del agua, utilizando un tornillo micrométrico (Figura 70).



Fuente:
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Evaporation_Pan.jpg
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Evaporimeter_class_A_g1.jpg

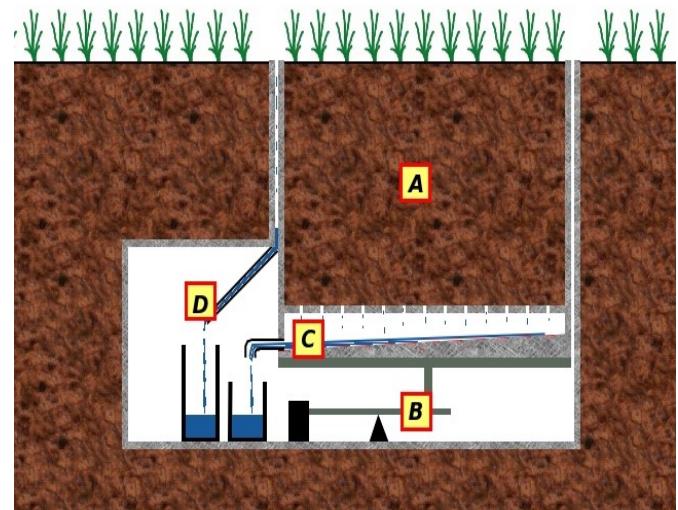
Figura 70. Tanque de evaporación tipo A

Evaporímetro

Permite medir la ETP. Una masa de suelo se mantiene en forma constante a capacidad de campo. El equipo consiste en un evaporímetro compuesto por un tanque que sobresale 5 cm del suelo y se mantiene cubierto con una gramínea perenne cortada a una altura de 15 a 18 cm. En el fondo posee un caño que lo conecta al tanque regulador del nivel freático, que lo mantienen a capacidad de campo por capilaridad. En la parte superior está el tanque de alimentación que provee de agua al regulador del nivel freático y tiene un tubo graduado en mm que mide el agua transferida al regulador del nivel freático, que es igual a la ETP. Entonces, $ETP = (Riego + Precipitación) - Exceso$.

Lisímetro

Permite medir la ETR. Cuantifica la pérdida de agua de un suelo natural desnudo o con vegetación, según la humedad actual del suelo. Puede ser fijos, utilizados en áreas donde la precipitación supera a la ETP (regiones húmedas), donde $ETR = Precipitación - Escurrimiento$; o de balanza o pesada que se utilizan en regiones secas, donde la Precipitación es inferior a la ETP; siendo $ETR = (Precipitación - Exceso) - Variación de peso$. En éstos, el recipiente que mide la ETR se apoya sobre una balanza que modifica su peso en función del agua evapotranspirada (Figura 71).



A. Terreno en estudio.
B. Balanza
C. Recolección de agua del drenaje
D. Recolección de agua de escorrentía
Fuente de la imagen. CC BY-SA 3.0, <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=1439818>

Figura 71. Lisímetro



Fuente de la imagen. Petra Ramos. AEMET. Disponible en: https://meteoglosario.aemet.es/es/termino/493_evaporometro-piche

Figura 72. Evaporímetro de Piché

Estimación de la evapotranspiración potencial

La integración teórica de los distintos factores que inciden sobre la evapotranspiración potencial permite el desarrollo de fórmulas matemáticas para su estimación.

Existen distintos métodos que se basan en:

- Flujo de energía calórica por radiación, conducción y convección, desde la profundidad hacia la superficie y desde ella hacia la atmósfera, bajo la forma de calor latente
- Flujo de vapor de agua hacia la atmósfera por difusión turbulenta
- Flujo de agua líquida desde la profundidad del suelo a través de tallos y raíces, hasta la superficie evapotranspirada

Los métodos que consideran los flujos calóricos asumen que casi la totalidad de la energía utilizada para la evapotranspiración proviene de la radiación neta, y secundariamente por advección (calor del aire que pase sobre la superficie). Este efecto advectivo se conoce como "efecto oasis". Si la superficie es suficientemente grande, ese término puede ser anulado, quedando como única fuente de energía la radiación que recibe la superficie.

Si bien hay otros procesos que consumen energía como la fotosíntesis (5%) y la propia temperatura de las plantas que se intercambia con el aire, y los intercambios de calor y humedad dentro de la masa vegetal, los mayores gastos de la radiación neta se destinan a la evapotranspiración, cuando las condiciones de la humedad del suelo están en un estado de óptimo de humedad.

Entonces, para condiciones de evapotranspiración potencial (sin limitación de agua), la radiación neta es sinónimo de evapotranspiración. Es decir, conociendo la radiación neta, transformada en cantidad de agua que puede evaporarse, la evapotranspiración está dada por la radiación neta.

Existen fórmulas que, sobre la base de la radiación neta estiman la evapotranspiración, corrigiéndola con algún factor que permita conoce la cantidad de calor suministrado al aire. Dentro de estos métodos se encuentran los Métodos de Thornthwaite y Penman. Por otra parte, el método de Papadakis se basa en las condiciones de difusión del vapor en el aire, utilizando el déficit de saturación.

Método de Thornthwaite

Este autor encontró una relación exponencial entre la temperatura media mensual y la EP. En esta estimación despreció la humedad del aire y la velocidad del viento, por considerar que esas condiciones no eran estables cuando la superficie evaporante era grande. En contraposición, la cantidad de radiación anual fue considerada importante.

Como la radiación solar era un elemento poco registrado, Thornthwaite desarrolló un índice calórico mensual que resultó igual a la quinta parte de la temperatura media del mes, elevado a 1,514. Este índice traduce, en cierta medida, el efecto calórico de la radiación recibida, y representa la cantidad de energía que posee un suelo para ser utilizada en procesos de evaporación. La sumatoria, para un lugar determinado de los 12 valores de índices calóricos mensuales (i) da el índice calórico anual (I), distinto para cada localidad y tanto más grande cuando más cálida es la localidad, variando entre 40 a 120 aproximadamente.

$$\text{Índice calórico anual (I)} \quad I = \sum_{j=1}^{12} i_j \quad ; \quad \text{Índice calórico mensual (ij)} \quad i_j = \left(\frac{T_j}{5}\right)^{1.514}$$

Así la fórmula de Thornthwaite expresa: $ETP = c j 16 \left(10 \frac{T}{I}\right)^a$ Donde:

- ETP: evapotranspiración mensual (mm mes^{-1})
T: temperatura media mensual ($^{\circ}\text{C}$)
a: exponente en función de I = $(6,75 \times 10^{-7}) I^3 - (7,71 \times 10^{-5}) I^2 + 0,01792 I + 0,49239$
I: índice calórico anual
cj: coeficiente de ajuste para cada mes, según el N° de días del mes y heliofanía astronómica promedio del mes

Este método fue simplificado por el autor realizando un cálculo en forma gráfica que rápidamente permite conocer la evapotranspiración potencial de cualquier localidad de la que se conozca su temperatura media mensual y su latitud.

Método de Penman

Este método se desarrolló para estimar la evaporación en una superficie de agua libre (E_0), incorporando a la radiación neta otros elementos como la humedad del aire (déficit de saturación) y la velocidad del viento. Estos dos últimos términos tienen relación con el efecto oasis. Esta fórmula se caracteriza por su exactitud, ya que considera varios elementos meteorológicos. Sin embargo, su aplicación puede dificultarse por la cantidad de datos que se requieren, no siempre fácilmente disponibles.

$$Eo = \frac{\Delta Qn + \gamma Ea}{\Delta + \gamma} \cdot f$$

Dónde:

- Eo: evapotranspiración (mm mes^{-1})
- Δ : gradiente de tensión de saturación en función de la temperatura ($\text{hPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)
- γ : coeficiente psicrométrico
- Qn: radiación neta
- Ea: término advectivo, coeficiente aerodinámico que depende de la velocidad del viento y del vapor de agua existente en la atmósfera
- f: factor de corrección entre 0,6 y 0,8 para meses invernales y estivales, respectivamente

Método de Penman-Monteith modificada por FAO (1998)

Esta propuesta surge de una revisión de metodologías realizada por FAO para la estimación de requerimientos de agua, irrigación y drenaje proponiendo una fórmula que se utiliza hasta la actualidad y que combina un término radiativo y uno aerodinámico. La superficie de referencia es similar a un área extensa de pastura, con buena provisión de agua, de altura uniforme, crecimiento activo y sombreando totalmente el suelo. Considera una resistencia de la cubierta vegetal (resistencia al flujo de vapor a través de los estomas, del área total de la hoja y de la superficie del suelo) y una resistencia aerodinámica dada por la parte inmediatamente superior a la vegetación, incluyendo la fricción del aire al fluir sobre la masa vegetal.

$$ETo = \frac{0,48\Delta (Rn - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u2 (es - ea)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u2)}$$

Dónde:

- ETo: evapotranspiración de referencia (mm día^{-1})
- Rn: radiación neta en la superficie del cultivo ($\text{MJ m}^{-2} \text{día}^{-1}$)
- G: flujo de calor en el suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{día}^{-1}$)
- T: temperatura media del aire a 2 m de altura ($^\circ\text{C}$)
- u2: velocidad del viento a 2 m de altura (m s^{-1})
- es: tensión de vapor de saturación (kPa)
- ea: tensión real de vapor (kPa)
- Δ : pendiente de la curva presión de vapor (kPa $^\circ\text{C}^{-1}$)
- γ : constante psicrométrica ($0,665 \times 10^{-3} \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)

Muchas de las variables incorporadas a esta estimación no son de fácil obtención, por lo que se han desarrollado métodos para su estimación²⁰.

²⁰ Estudio FAO Riego y Drenaje 56. <https://www.fao.org/3/x0490s/x0490s.pdf>

Método de Papadakis $ET = 5,625 (e_{max} - e)$ Dónde:

ET: evapotranspiración mensual (mm mes⁻¹)

e_{max}: tensión de saturación según temperatura máxima media mensual (mbar)

e: tensión de vapor media mensual (mbar)

Originalmente consideró que la cantidad de agua perdida por evapotranspiración es aproximadamente 2/3 partes del déficit de saturación, en condiciones de vegetación de cobertura completa, corrigiendo luego la fórmula con la introducción del coeficiente = 5,625.

Existen otras metodologías que también pueden aplicarse, y cuyo desarrollo puede encontrarse en bibliografía:

Método de Turc: propone estimar la evapotranspiración mensual a partir de la radiación global estimada, la temperatura media mensual y un factor de corrección basado en la humedad relativa mensual.

Método de Blaney y Criddle: se aplica para calcular la cantidad de agua consumida por las plantas (uso consuntivo). Utiliza la temperatura media mensual y el porcentaje de horas diurnas respecto al total anual. Este método es adecuado para períodos no inferiores a un mes y no es aplicable a zonas ecuatoriales (por la alta variabilidad de los elementos meteorológicos y valores térmicos constantes) o de elevada altitud (muy bajos valores de temperaturas mínimas diarias).

Método de Hargreaves: estima la evapotranspiración diaria a partir de datos de temperatura y radiación global, estimada a partir de la radiación astronómica.

Bibliografía

Castillo, F.E.; Castellvi Sentis, F. 1996. Evapotranspiración. En: Agrometeorología. Pp. 259-278. Ediciones Mundi-Prensa.

De Fina, A.L.; Ravelo, A.C. 1975. XI. Humedad atmosférica. Evaporación. Nubes. En: Climatología y Fenología Agrícolas. Pp. 133-158. EUDEBA. 2º Ed.

Hurtado, R.H.; Specha, L.B. 2011. VII.3 Evaporación y evapotranspiración. En: Agrometeorología. Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (eds.). Editorial Facultad de Agronomía. UBA. Pp: 85-102.

BALANCE DE AGUA EN EL SUELO (BALANCE HIDROLÓGICO)

El balance hidrológico determina la cantidad de agua que entra y sale del suelo en un determinado tiempo. Puede ser anual, mensual, diario.

$$\text{Agua almacenada en el suelo} = \text{agua recibida} - \text{agua perdida}$$

De la cantidad de agua que precipita a un suelo, una parte de ella no penetra, se escurre hacia niveles más bajos. Otra parte se infiltran en la superficie aumentando el contenido de agua del suelo y saturando las distintas capas, hacia la profundidad hasta que alcanza la napa o una capa impermeable donde se pierde por escurrimiento profundo. Solo una parte del agua queda en la profundidad donde se desarrollan los cultivos. El agua en el suelo se almacena en virtud de las fuerzas de retención de las partículas, y vuelve por evapotranspiración a la atmósfera. Conociendo los ingresos y egresos de agua al suelo, puede aplicarse la fórmula de balance, adecuada a escala macro (cuencas hidrológicas, masas continentales) hasta a nivel de campos o parcelas:

$$P + I - ET - Es - D (+/- \Delta Alm) = 0$$

Donde:	P:	Precipitación
	I:	Agua ingresada por irrigación
	ET:	Pérdida por evapotranspiración
	Es:	Pérdida por escurrimiento
	D:	Percolación
	+/- ΔAlm :	Variación del contenido de agua en el suelo

La variación del agua en suelo desde un momento T_1 hasta un momento T_2 , estaría dada por:

$$W_2 = (W_1 + W_{pp}) - (W_{ET} + W_I)$$

Donde:	W_2 = humedad del suelo al final del tiempo T_2
	W_1 = humedad de suelo inicial en el tiempo T_1
	W_{pp} = agua ingresada por precipitación
	W_{ET} = agua perdida por evapotranspiración
	W_I = agua perdida por percolación

La medición continuada de la humedad de suelo es un método indirecto para calcular la ET. A partir de datos de precipitación y de ETP se puede estimar la variación del contenido de agua en el suelo, a partir del cálculo de Balance hidrológico.

Balance hidrológico climático mensual: método de Thornthwaite

Este tipo de balance es de escala macroclimática, dado que usa valores medios de precipitación y ETP. Representan la situación hídrica media o normal de una región, pudiendo utilizarse para la comparación de la disponibilidad hídrica entre distintas regiones o la delimitación de regiones según su aptitud productiva (agrícolas, ganaderas, forestales).

El balance se establece a partir de la oferta de agua por precipitación (P), la demanda atmosférica de agua (ETP) y el almacenaje de agua en el suelo (Alm). Como dato fundamental de este balance puede obtenerse el valor de la evapotranspiración real (ER).

$$P - ER (+/- \Delta Alm) - Exceso = 0$$

Fundamentos de esta metodología:

- La precipitación se incorpora totalmente al suelo
- El suelo es un recipiente homogéneo que incorpora y pierde agua
- Considera el almacenaje total del suelo (no el agua útil)
- No considera la percolación profunda ni el escurrimiento superficial
- No considera una relación exponencial entre la demanda de agua y el almacenaje de agua del suelo

Este balance puede aplicarse a distintos tipos de suelos a partir de la existencia de tablas de retención para distintas capacidades máximas de almacenaje (25 a 500 mm), correspondiendo los valores más bajos a suelos más arenosos, así como la retención que se produce a medida que el suelo se va secando ante demandas sucesivas de evapotranspiración.

Para la confección de estas tablas se consideró el contenido máximo de agua que puede retener un suelo en función de su textura y estructura y la profundidad de las raíces de los cultivos. Para obtener la capacidad de retención máxima de un suelo, es necesario conocer la densidad aparente (D.A.) y la humedad equivalente (H.E.) que cada horizonte del suelo y aplicar la fórmula que a continuación se indica:

$$mm = D.A. (g cm^{-3}) \times H.E. (cm^3 g^{-1}) \times h (cm) \times 10 (mm cm^{-1})$$

Sumando los milímetros que le corresponden a cada horizonte, se llega al almacenaje total hasta la profundidad que pueden explorar las raíces o hasta un metro. Esta última profundidad es la que se considera en términos generales para cálculos comparativos a escala geográfica.

Thornthwaite propone distintas metodologías según se trate de:

Localidad húmeda: existe una única estación seca y una única estación húmeda y la precipitación anual excede a la EP anual. En estos casos, al final del periodo húmedo, la deficiencia de agua en el suelo es nula.

Localidad seca: existe una única estación seca y una única estación húmeda pero la EP anual supera a la precipitación anual. Esto hace que al final del período de lluvias y de recarga de humedad del suelo el valor de la deficiencia de agua no sea igual a cero.

Localidades especiales: los casos con un período seco y un período húmedo son los más comunes, pero pueden presentarse ejemplos diferentes, los que se mencionan a continuación:

1. Durante todos los meses la precipitación supera a la EP
2. Durante todos los meses la precipitación es inferior a la EP
3. Periodos alternados en el año en los que $P > EP$ y $P < EP$

Balance hidrológico diario

El balance mensual representa una escala meso a macro climática, útil para estudios de comparación de disponibilidades hidrológicas regionales, aprovechamiento del agua del suelo en los períodos más convenientes, ubicación de cultivos según sus necesidades hidrológicas. El balance diario es puntual, por lo tanto, microclimático. Permite, de esta manera conocer la marcha diaria de la humedad del suelo y saber en qué momento las disponibilidades hidrológicas son insuficientes para una marcha normal de los cultivos, pudiéndose reponer por medio del riego las cantidades de agua faltante.

Medición de la humedad del suelo

El agua que queda almacenada en el suelo puede ser medida por lisímetros o mediante métodos o aparatos que permiten evaluar la cantidad de agua presente en el suelo en un determinado momento.

La medición directa de la humedad del suelo en determinado momento y en forma continua es una de las mediciones de mayor importancia, no sólo porque se encuentra vinculada directamente al crecimiento y desarrollo vegetal, sino porque la cantidad de agua o estado de humedad permite estudios de ciertos fenómenos relacionados con el intercambio radiativo entre el suelo y el aire.

La Organización Meteorológica Mundial ha insistido en recomendar la necesidad de realizar observaciones de la humedad del suelo contenida en las distintas capas u horizontes que componen el suelo y ha recomendado la forma en que las observaciones deben ser realizadas y provistos los datos. Normalmente, las observaciones se realizan cada 10 cm de profundidad, hasta los 50 cm y posteriormente cada metro, hasta los 5 a 6 metros de profundidad, en especial en situaciones donde existen árboles, cuyas raíces penetran en profundidad.

Los métodos e instrumentos son variados y distintos en cuanto a su exactitud, los métodos se pueden clasificar en 2 categorías: los que exigen una muestra de suelo para ser examinada en laboratorio, que tienen el inconveniente de destruir la composición del suelo y los que no requieren de la extracción de muestras.

Entre los primeros, se encuentra:

Método de "secado a estufa y pesada" o método gravimétrico

Es considerado el más exacto de todos y puede usarse como patrón de comparación de otros métodos, siempre que se extraigan varias muestras de cada profundidad a examinar en distintos sitios (repeticiones). De esta manera se busca evitar el error que proviene de la falta de uniformidad de la textura de los suelos y de una distinta distribución del contenido de agua.

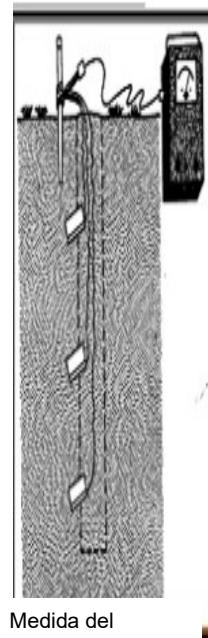
Consiste en extraer del suelo mediante barrenos, extractores o "calicatadores" muestras de suelo de distinto peso, que posteriormente se llevan a estufa (previa pesada) a 100 ó 105 °C, donde se las mantiene hasta que se consigue un peso constante, lo que significa que se ha perdido toda el agua contenida. Por diferencia de pesos antes y después del secado se puede saber el contenido de agua de la muestra. La relación de peso se expresa en porcentaje de agua en el suelo, sobre peso de suelo húmedo o seco, según la cantidad de agua contenida en la muestra se relacione con el peso de la muestra antes o después de haber sido secada.

En las estaciones meteorológicas se disponen cuadros geohidrométricos o de extracción, que son espacios de terreno reservados para extraer muestras y donde están planificados los lugares de donde deben extraerse las muestras. Esas muestras se estudian en forma separada y luego se hace un promedio. Las determinaciones de las profundidades superficiales del suelo (entre 0 y 0,50 m) se hacen continuamente debido a su mayor importancia y a su mayor variabilidad. A mayor profundidad se hacen en períodos más largos. Por ejemplo, cada semana a 1 m o cada 1 ó 2 meses a 2 m ó 2,5 m.

La desventaja de este método es que resulta muy trabajoso hacer muestreos en profundidades grandes y en suelos pesados, donde es difícil la penetración del barreno, además de requerirse repeticiones y espacio disponible para la toma muestras, que no siempre puede estar disponible en estaciones meteorológicas chicas y que no da una lectura inmediata de la humedad del suelo.

Método de resistencia eléctrica

Se fijan dos electrodos a bloques de material poroso (yeso, nylon o fibra de vidrio). Se coloca el bloque en el suelo, y una vez que ha alcanzado el equilibrio higrométrico registra las variaciones subsiguientes del contenido de humedad, las que generarán variaciones en la resistencia eléctrica que van siendo registradas por un medidor (Figura 73). Estas variaciones en la resistencia eléctrica se convierten mediante tablas en contenido de humedad en el suelo. Como desventajas de este método se observa que se requiere tiempo para que el instrumento llegue al equilibrio con el suelo, en puntos próximos a capacidad de campo la variación de las resistencias respecto a la humedad es muy pequeña, haciéndose muy grande cuando se acerca el punto de marchitez permanente; siendo poco útil para medir agua aprovechable.



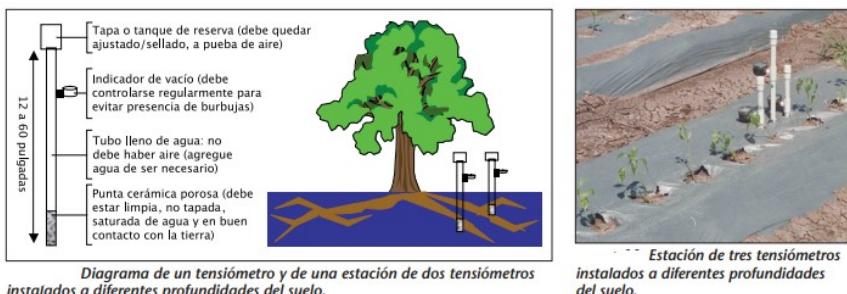
Fuente: Velarde Muñoz, H. Medida del contenido de humedad: métodos indirectos. <https://es.slideshare.net/cristhianyersonmontalvancorone/medida-del-contenido-de-humedad-43067017>

Figura 73. Método de resistencia

Tensiómetro

Mide la tensión o succión de agua del suelo. El instrumento consiste en un tubo de plástico lleno de agua y herméticamente cerrado, con un manómetro de vacío en la parte superior y una capsula de cerámica porosa en el extremo inferior. Cuando hay evaporación de agua desde el suelo, el agua se tensiómetro se mueve desde el tubo a través de la cápsula de cerámica hacia el suelo (por la succión del agua del suelo). A medida que el tensímetro pierde agua se genera un vacío en el tubo, que es registrado por el manómetro. Una lectura de 0 indica suelo saturado. A medida que el suelo se va secando, aumenta el valor de la lectura. Cuando hay ingreso de agua al suelo, ésta

retorna al tensiómetro y la lectura del manómetro comienza a descender (Figura 74).



Fuente de las imágenes. Enciso, J.M.; Porter, D. & Périès, X. Uso de sensores de humedad del suelo para eficientizar el riego. Texas A&M. AgriLife Extensión. Disponible en: <http://riograndewater.org/media/1080/e-618s-irrigation-monitoring-with-soil-water-sensors-spanish-version.pdf>

Figura 74. Tensiómetro

Bibliografía

- Castillo, F.E.; Castellvi Sentis, F. 1996. Evapotranspiración. En: Agrometeorología. Pp. 259-278. Ediciones Mundi-Prensa.
- De Fina, A.L.; Ravelo, A.C. 1975. XI. Humedad atmosférica. Evaporación. Nubes. En: Climatología y Fenología Agrícolas. Pp. 133-158. EUDEBA. 2º Ed.
- Hurtado, R.H.; Specha, L.B. 2011. VII.3 Evaporación y evapotranspiración. En: Agrometeorología. Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (eds.). Editorial Facultad de Agronomía. UBA. Pp: 85-102.
- Pascale, A.J.; Damario, E.A. 2004. Índices bioclimáticos y agroclimáticos sobre necesidad hídrica. En: Bioclimatología Agrícola y Agroclimatología. Editorial Facultad de Agronomía. UBA. Pp. 333-344.
- Specha, L.B.; Hurtado, R.H.; 2011. VII.4 El balance de agua en el suelo. En: Agrometeorología. Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (eds.). Editorial Facultad de Agronomía. UBA. Pp: 105-125.

CLASIFICACIÓN CLIMÁTICA

Fundamentos de una clasificación climática

Todo sistema de clasificación tiene por objetivo disponer la información en forma simple y generalizada. Por consiguiente, las estadísticas climatológicas pueden ser organizadas de manera que describan y delimiten los principales tipos de climas en términos cuantitativos. Resulta obvio que no existe una clasificación única que pueda ser utilizada de manera satisfactoria, por lo que se han desarrollado varias clasificaciones distintas.

Entre las diversas propuestas, las metodologías desarrolladas por Köeppen y Thornthwaite constituyen las clasificaciones más extendidas.

Este tipo de clasificaciones permiten procesar la enorme cantidad de datos climáticos disponibles para la tierra de manera que sus patrones de distribución se pongan en evidencia. Como el clima, aun de muy pequeñas áreas, está compuesto por una gran variedad de elementos, es casi imposible que dos lugares distintos tengan idéntico clima. Reducir de miles a unos pocos casos de manera que la gran masa de eventos climáticos pueda ser comprendida, evaluada y recordada facilita el análisis científico y su aplicación. Una crítica que se formula, frecuentemente, a los intentos de clasificaciones climáticas que cubren todo el mundo es que, si son lo suficientemente generales como para poder ser memorizadas, son a su vez demasiado generales como para ser valiosas.

Clasificación climática de Köeppen

Köeppen desarrolló su clasificación climática basada fundamentalmente en las diferentes formaciones o asociaciones que presentan los vegetales como respuesta al clima (criterio fitogeográfico). Tales formaciones son: selvas, sabanas, estepas, bosques perennífolios, bosques caducífolios, esteros, pastizales, tundra, etc.

Las especies vegetales, en estas diferentes formaciones o asociaciones, se hallan asociadas a una determinada combinación de elementos climáticos que son los más favorables para su ciclo de vida, así como ciertos extremos de temperaturas, o situaciones hídricas más allá de los cuales la especie vegetal no puede sobrevivir.

Las plantas tienden a adaptar su forma física a las oscilaciones climáticas, y por ello, encontramos que existen una amplia variedad de formas constituidas

por la unión de las especies vegetales dominantes. La forma generalizada o hábito de organismo refleja estrechamente el clima donde viven.

Los tipos fundamentales de suelos están determinados más intensamente por los elementos climáticos que por cualquier otro factor aislado, constituyendo también un reflejo del clima.

Reconoció la importancia de la vegetación natural como la expresión del clima y delimitó (geográficamente) esas formaciones vegetales mediante límites climáticos: temperaturas medias anuales y precipitación.

Estableció también, que la efectividad de la precipitación en el crecimiento y desarrollo de las plantas no solo depende de la cantidad sino también de la intensidad de la evaporación y la transpiración (evapotranspiración), expresando este principio a través de una simple fórmula que combina la temperatura con la precipitación. De esta forma, no tiene la misma efectividad una igual cantidad de lluvia caída en un clima cálido que en uno frío.

Basado en todas estas características, Köeppen realizó su clasificación climática con fundamento fitogeográfico, donde los valores numéricos de los límites térmicos y de precipitación dan lugar a las formaciones botánicas naturales. En síntesis, es una clasificación genérica basada en la vegetación²¹.

Clasificación climática de Thornthwaite

Thornthwaite realizó una clasificación basada en el concepto de la evapotranspiración potencial y en el balance de agua de una región. Integra, además aspectos del balance hidrológico como la evapotranspiración real (ER), los excesos y las deficiencias hídricas, llegando a 32 tipos de climas.

Esta clasificación, a diferencia de la de Köeppen, no utiliza los límites de vegetación para determinar los tipos de clima y considera a la humedad como el principal factor de clasificación.

Determinó:

Índice de eficiencia de la precipitación

Índice de eficiencia de la temperatura

²¹ Mapa mundial de la clasificación climática de Köppen:

https://es.wikipedia.org/wiki/Clasificaci%C3%B3n_clim%C3%A1tica_de_K%C3%B6ppen#/media/Archivo:K%C3%B6ppen-Geiger_Climate_Classification_Map.png

Distribución estacional de la eficiencia hídrica

Concentración estival de la eficiencia térmica

Este sistema de clasificación ha sido adoptado a diferentes regiones del mundo, sin haberse publicado todavía un mapa a escala mundial. Esta clasificación no resulta muy eficaz en zonas tropicales y semiáridas.

PRINCIPALES ADVERSIDADES AGRICOLAS DEL TIEMPO Y EL CLIMA

HELADAS

En **meteorología** se define helada a todo descenso de la temperatura del aire a 0 °C o a un valor inferior, este registro de temperatura es referido a la observación realizada en el termómetro de mínima colocado adentro del abrigo meteorológico a 1,50 metros de altura sobre el suelo. Si bien el nivel térmico de 0 °C, en abrigo meteorológico no coincide en todos los casos con la ocurrencia de daños, constituye, no obstante, una medida relativa de los mismos, aceptable para los fines prácticos, sobre todo cuando se trata de las estadísticas de las heladas primaverales y otoñales.

Además, el registro de temperaturas mínima diaria por debajo de ese nivel, que expresa la intensidad de las heladas, es a la vez la característica climatológica de las mismas de que puede disponerse sobre las mayores extensiones geográficas.

En **agrometeorología**, esta definición no es totalmente aceptable debido a que no todas las temperaturas iguales o inferiores a 0 °C causan daños en los vegetales. El daño depende de muchos factores, entre los que cobran marcada importancia la especie, la variedad, la edad, el estado sanitario y fundamentalmente el estadio fenológico del vegetal en el momento de ocurrencia de la helada. Ciertos cultivos tropicales no resisten heladas, siendo dañados por temperaturas del aire superiores a 0 °C (ej.: 3 °C a 5 °C); mientras que cultivos invernales son capaces de resistir heladas suficientemente severas sin sufrir daño apreciable. La severidad de los daños está estrechamente relacionada con las diferentes fases fenológicas donde se presenta períodos críticos de máxima sensibilidad y períodos que podemos denominar de máxima resistencia o latencia. Ej: el cultivo de trigo en estado de macollaje, antes de la fase fenológica conocida como encañamiento, puede resistir heladas con una intensidad de -6 a -7 °C sin sufrir daño alguno, mientras que heladas con una intensidad de -1 a -2 °C ocurridas durante la fase de espigazón producen daños considerables en detrimento del rinde final. De la misma manera, frutales como el manzano y el durazno resisten sin daño las heladas con una intensidad de -15 a -20 °C, siendo seriamente perjudicados en su producción al registrarse heladas de -1 a -2 °C de intensidad, ocurridas en el momento fenológico de floración.

De tal manera, desde el punto de vista **agrometeorológico**, se define helada como: descenso térmico capaz de causar daño en los tejidos vegetales.

Condiciones que determinan la formación de la helada

La ocurrencia de heladas responde a la acción de distintos factores del medio físico que pueden separarse, para su mayor estudio, en dos grupos según la magnitud del proceso atmosférico que afecta: factores macrometeorológicos y factores micrometeorológicos.

Los factores macrometeorológicos determinan el proceso del tiempo que generan las heladas y contribuyen a definir la época de ocurrencia, la extensión del fenómeno y sus tipos genéticos. Estos factores ayudan a interpretar el régimen agroclimático de las heladas, constituyendo un valioso elemento en el pronóstico.

Los factores micrometeorológicos son los elementos físicos locales que influyen en gran parte en la intensidad, duración y magnitud de los daños por helada. Su conocimiento puede servir para el ajuste práctico y de los pronósticos, resulta indispensable en la aplicación racional de los métodos de prevención y lucha de esta adversidad en la agricultura.

Factores macrometeorológicos

Se destacan dos, en una acción combinada: el balance calórico regional de la radiación y la circulación general de la atmósfera.

Balance calórico regional: el balance negativo de la radiación que se establece durante la noche, particularmente en zonas y épocas en que las noches presentan mayor duración que las horas de luz, constituye una de las causas del descenso diario y anual de la temperatura en que es frecuente la ocurrencia de las heladas. Las heladas dañinas extemporáneas que ocurren en épocas del año en que los días empiezan a insinuar como más largos que las noches, se deben por otras causas, a la anulación de los débiles balances positivos locales propios de la época.

Por otra parte, en este balance calórico también incide el **grado de nubosidad**.

Cielos despejados: ofrecen condiciones para la pérdida de calor por irradiación nocturna. Hojas, flores, tallos, suelo y demás objetos pueden acusar 5 °C menos que la temperatura del aire circundante.

Cielos nublados o cubiertos: las nubes medias o bajas impiden que los cuerpos vegetales y la superficie de suelo irradiien su calor hacia el espacio exterior, por lo tanto, no se enfrián. Los órganos vegetales tienen una temperatura igual a la del aire circundante.

Circulación general de la atmósfera: si la ocurrencia de heladas dependiera únicamente del balance calórico, éstas tendrían una variación irregular en el espacio (por la influencia de las particularidades de un lugar sobre el balance calórico), pero una gran regularidad en el tiempo cronológico. Sin embargo, la falta de regularidad cronológica es lo que da a las heladas el carácter de riesgo para la agricultura y lo que obliga a la planificación de esta sobre una base agroclimática regional. Tal característica está a la circulación general de la atmósfera.

Factores micrometeorológicos

Estos factores dan al fenómeno sus características locales. Estas características, y el conocimiento de sus causas resultan de gran importancia en el empleo de los diferentes métodos de lucha contra esta adversidad y puede ser además elemento de valor en la previsión de su intensidad y de sus daños.

En forma similar a los factores macrometeorológicos, los factores micrometeorológicos pueden reunirse, según el proceso atmosférico que afectan, en dos grupos. En primer lugar, los que contribuyen a determinar el balance calórico local y en segundo término los que modifican la circulación del aire frío en la capa de la atmósfera cercana al suelo y que, sin configurar un típico proceso advectivo, determinan en parte las condiciones térmicas locales por el aporte de estas condiciones que acompañan al aire extraño.

Modificación del balance calórico local

Condiciones físicas del suelo

Las condiciones físicas del suelo constituyen un factor local de gran importancia en la manifestación de las heladas. Deben considerarse tanto las condiciones físicas permanentes, derivadas de su composición química, como las temporales, variables según su contenido en agua y aire. El enfriamiento de la capa de aire cercana al suelo puede conservar su temperatura por la transferencia de calor desde capas más profundas. Una buena transferencia de calor en el suelo permitirá durante las horas diurnas, que se almacena en él una cantidad considerable de calor, que durante las horas nocturnas será devuelto hacia su superficie, y de ella, hacia la capa de aire adyacente también en una forma rápida y efectiva. Esta facilidad de transferencia depende de las constantes calóricas del suelo y del contenido de humedad.

Vegetación espontánea o cultivada

La presencia de vegetación cumple dos funciones:

1. Aumentar el espesor de la capa laminar de aire adyacente al suelo en la cual la transformación de calor se hace exclusivamente por conductibilidad, es decir que levanta la capa rugosa del suelo, a partir de la cual comienza el predominio de la difusión turbulenta. Así, la vegetación incide disminuyendo la presencia de viento y movimientos turbulentos del aire próximo al suelo. Cuando el aire está en calma, se forma una capa de aire notablemente inferior en temperatura que el aire circundante, enfriándose considerablemente por radiación. En consecuencia, en las noches heladas, la introducción entre el suelo y la atmósfera de una capa aislante (como puede ser la vegetación), impide que el calor del suelo difunda con rapidez en la capa baja de la atmósfera y determinan mínimas más intensas. Además, debe tenerse en cuenta que este mismo elemento durante el día impide la recepción de la radiación solar por el suelo y el almacenaje de calor en éste (Figura 76).

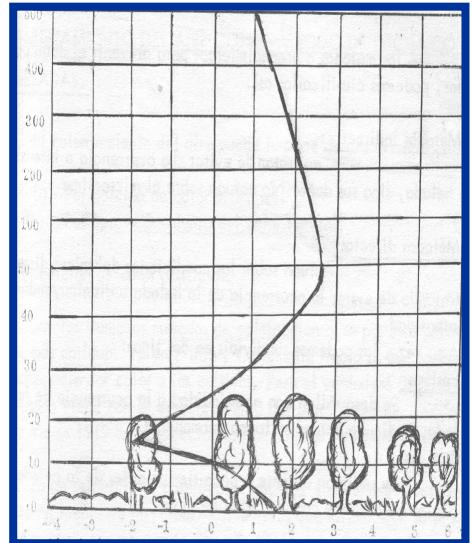


Figura 76. Distribución de la temperatura con la altura durante la noche en un bosque

2. Efecto enfriante de la evaporación y transpiración de las plantas. La vegetación local, además intercepta la precipitación y favorece la condensación nocturna, que al evaporarse consume una cantidad considerable de energía (600 cal g^{-1}). Por otra parte, la vegetación contribuye a facilitar la evaporación del agua edáfica. Ambos efectos, según los casos, pueden intensificar el enfriamiento nocturno en la base de la inversión térmica formadas, que generalmente se ubica en el estrato superior de la capa de aire afectada por la vegetación.

Debe mencionarse el efecto enfriante de regiones pantanosas. Un pantano con mucha vegetación espontánea es prácticamente un foco de frío. El aire va a ser mucho más frío en noches de heladas en primer término, porque esa vegetación impide la recepción de energía solar por la superficie del agua y por lo tanto su calentamiento, y además hay alta evapotranspiración.

Grado de exposición a la intemperie

Durante la noche los cuerpos (vegetales) tienden a enfriarse por el calor que irradian hacia el cielo y a los cuerpos vecinos. Estos últimos, a su vez irradian calor hacia los primeros y los atemperan en su pérdida de calor. La atmósfera también irradia calor hacia el suelo y vegetales, pero es insignificante comparada con la intensidad de calor emitido por los objetos vecinos. Un

vegetal se enfriá tanto más intensamente cuanto más expuesto a la intemperie se encuentre. También es importante considerar el **poder emisivo de los cuerpos**. La madera tiene bajo poder emisivo, los metales alto; los vegetales tienen un poder emisivo intermedio.

Circulación del aire frío en la capa de la atmósfera cercana al suelo

Viento, turbulencia e inversión térmica

El movimiento del aire en superficie es una característica de la masa de aire que tiene una gran importancia en la expresión de las heladas y que contribuye a caracterizarlas. El aire calmo favorece la estratificación del aire frío sobre el suelo que pierde calor por radiación durante la noche. En tales condiciones, el aire adquiere una gran estabilidad. Si se mide la temperatura a diferentes alturas, en lugares libres de vegetación, se observa invariablemente la formación de una inversión, es decir que los valores más bajos de la temperatura se concentran sobre el suelo o en su proximidad, y después de ciertas alturas aquella comienza a disminuir con esta, según lo que es normal a su gradiente. El punto en que la temperatura comienza a descender, de acuerdo con su gradiente normal, varía según el tipo de helada o de inversión y se denomina techo de inversión. La altura del techo de las inversiones, en la capa baja de la atmósfera, se encuentra generalmente en los climas templados entre los 100 y 500 m (Figura 77).

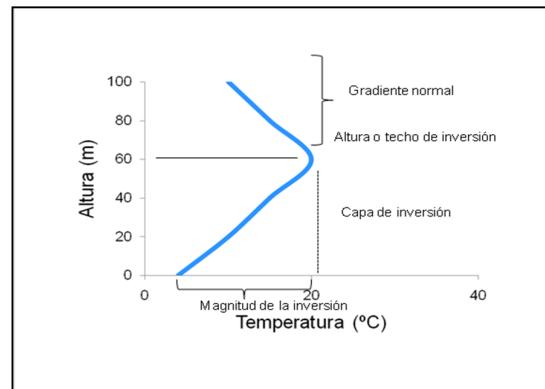


Figura 77. Inversión térmica

Cuando no es posible hallar una altitud total absoluta, a los fines prácticos puede optarse por tener los valores de temperatura entre 1,50 m del abrigo, y 12 m de altura. Con esta diferencia térmica, se puede tener una magnitud aproximada a la inversión real. Una magnitud pequeña estaría representada por una diferencia de 3 °C entre estas alturas, y una inversión grande se expresa cuando esa diferencia alcanza unos 8 °C, aproximadamente. Conocer la magnitud de la inversión es muy importante para poder aplicar correctamente los diferentes métodos de luchas entre las heladas.

El viento, al introducir movimientos turbulentos en la capa de aire cercana al suelo, determina la mezcla de aire entre sus diferentes estratos con el consiguiente efecto sobre sus propiedades térmicas. De tal manera, cuerpos de aire más calientes se introducen en los estratos inferiores más fríos, y los de éste pasan a los superiores conforme a la intensidad de la turbulencia. Este

fenómeno se denomina pseudoconducción o difusión turbulenta del calor y constituye la forma más efectiva de transferencia o de transición de calor en el aire. Con turbulencia, la inversión es de menor intensidad, observándose en la capa baja de la atmósfera una tendencia hacia la isoterma o hacia gradientes normales negativos.

Las características previas dadas para las inversiones en la capa baja de la atmósfera tienen solo un valor de generalización, ya que las características de la superficie del suelo afectan a la distribución de la temperatura. Así, la presencia de vegetación natural o cultivada introduce en la porción más baja de la misma, y en contacto con ella, una tendencia de isoterma. Por otra parte, en climas subtropicales, como en la India y en la Argentina, se han señalado anomalías en las inversiones nocturnas caracterizadas por hallarse la temperatura mínima a unas 20 o 30 cm del suelo, mientras que la capa adyacente y el suelo se mantienen a una mayor temperatura. Este hecho se ha explicado por la elevada estratificación del vapor de agua, que actuaría así, como superficie activa de radiación nocturna.

Drenaje nocturno del aire frío

Las características del relieve del suelo y los accidentes de su superficie determinan la dirección e intensidad del flujo nocturno del aire frío y constituyen un importante factor micrometeorológico de las heladas. Si el suelo fuera llano y del todo homogéneo en su superficie, el enfriamiento nocturno originaría una inversión absolutamente estable y el aire permanecería inmóvil. No obstante, las pequeñas irregularidades del terreno ya sean por su naturaleza o del relieve, determinan que el aire frío por su mayor densidad y peso se escurra a los niveles más bajos del mismo, estabilizándose donde el escurrimiento está impedido, para continuar allí su enfriamiento.

Este escurrimiento que se produce sin alterar profundamente la estratificación del aire y, por lo tanto, de la inversión establecida, es el accidente de los bolsones de helada, en donde se registran las temperaturas más bajas cuando ocurre este fenómeno. El flujo del aire nocturno, por las causas que lo determinan y a diferencia del viento, constituye un factor local de las heladas, suficientemente fijo y permanente como para justificar el estudio de su régimen y su aplicación en la lucha contra el fenómeno.

Instrumental para el registro de heladas

La definición meteorología de helada (descenso de la temperatura del aire a 0 °C o a un valor inferior), se refiere al valor de temperatura observada en el termómetro de mínima colocado adentro del abrigo meteorológico a 1,50

metros de altura sobre el suelo. Sin embargo, los datos así compilados resultan eficientes solo si se los relaciona con cultivos de alto porte, como los árboles. En el caso de los cultivos de bajo porte, estos datos suelen no ser representativos de la menor temperatura registrada próxima al suelo. Será conveniente, entonces, tomar datos con un termómetro de mínima ubicado a la intemperie sobre césped de baja altura cuyo bulbo toque las hojas de pasto. Esta temperatura se conoce como temperatura del **índice actinométrico** (IA). Las temperaturas así registradas son similares a las de un órgano vegetal próximo. También puede determinarse con termorresistencias de platino como sensores (con registro electrónico de datos).

Caracterización agroclimática de las heladas

Las estadísticas y los estudios climáticos que existen sobre las heladas no siempre se han hecho con criterio agronómico, a pesar de constituir estas un fenómeno esencialmente agrometeorológico. Son frecuentes los valores climáticos que incluyen datos sobre las heladas, como la frecuencia media mensual y anual de este fenómeno (o del registro de temperaturas mínimas iguales o inferiores a 0 °C). En otros casos, la mención de la mínima absoluta puede significar la magnitud de los fríos extremos de una localidad, aunque no siempre se mencionan las probabilidades de su ocurrencia, dato que también es de importancia. Sin embargo, por ser la agricultura una actividad estacional y de riesgo, no puede utilizarse valores tan generales y poco adecuados como los mencionados. El estudio agroclimático de las heladas debería determinar su régimen en función de:

- Época de ocurrencia
- Intensidad
- Duración
- Tipo genético
- Frecuencia

Las estaciones meteorológicas comunes no proporcionan la información necesaria para un estudio como el propuesto. No obstante, las observaciones realizadas en casi todos los países del mundo y en la Argentina, permiten un adecuado conocimiento del régimen en lo concerniente a época de ocurrencia e intensidad.

Época de ocurrencia

Considerando la época en que ocurren temperaturas perjudiciales para la vegetación se pueden diferenciar las heladas en: primaverales, otoñales, estivales o invernales

Las heladas primaverales (o últimas) y otoñales (o primeras) deben caracterizarse más por la época o fecha de ocurrencia que por su intensidad. No porque esta última carezca de importancia en la expresión de los daños, sino debido a que pequeñas diferencias en la época de ocurrencia de una misma temperatura bajo 0 °C puede encontrar a las plantas en sus momentos de mayor o menor sensibilidad a aquellas y por lo tanto ocasionar o no perjuicios.

En el régimen de heladas invernales, por el contrario, interesa más la intensidad que el detalle de la fecha del fenómeno. En este caso, la diferencia de fecha en la ocurrencia de fríos dañinos no tiene mayores consecuencias, porque la resistencia a los fríos durante la estación es muy estable en cada especie vegetal. En cambio, la resistencia a los fríos más intensos del invierno es una característica bien definida en cada especie o variedad perenne, que determina el límite crítico de su vida.

Como heladas estivales deben considerarse, especialmente en la Argentina, aquellas que, en regiones con período libre de heladas amplio, ocurren en los meses de verano. En general, en tales regiones estas heladas resultan de poca frecuencia por lo que agruparlas con las heladas primaverales y otoñales resulta artificial.

Fechas medias de primera y últimas heladas

Para estudiar las épocas de las heladas se debe establecer cuáles son las fechas medias de primeras y últimas heladas. Para su determinación es necesario disponer de un registro meteorológico de muchos años de extensión. De cada año del registro se sacan las fechas de primeras y últimas temperaturas mínimas iguales o inferiores a 0 °C, y promediando por separado las fechas primeras y últimas se obtienen los valores buscados.

El período de tiempo en días que va desde la fecha media de primera helada a la fecha media de última helada se conoce con el nombre de **período medio con heladas**. A la inversa el lapso (en días), que va desde la fecha media de última helada a la fecha media de primera recibe el nombre de **período medio sin heladas o estación de cultivo**. Dos localidades pueden tener las mismas fechas medias de primeras o últimas heladas, pero distinta variabilidad anual de los datos acerca del promedio, por lo que además de las fechas medias dar algún índice de variabilidad estadística, como la desviación típica.

Intensidad de las heladas

Las heladas pueden clasificarse por la intensidad de la temperatura registrada y su frecuencia, aspecto de marcada importancia en el régimen agroclimático de heladas de una región. Se establecen intervalos de temperaturas, anotando el valor de su frecuencia.

Duración de las heladas

La duración de las heladas se computa por el número de horas y fracción de horas durante los cuales transcurre la helada.

Tipos genético de las heladas

Heladas de advección

Son las provocadas por una invasión de aire con temperaturas muy frías, lo que es frecuente en las regiones continentales o en algunas zonas marítimas del hemisferio Norte. Allí, las regiones árticas o las extensas porciones continentales subárticas originan masas de aire muy frío (masas de aire polares árticas o polares continentales) que incursionan en regiones de más bajas latitudes, ocasionando este tipo de heladas en los territorios que alcanza. Por tal condición gran parte de la superficie del suelo, sobre todo las regiones a cierta altura quedan con temperatura congelante por uno o varios días consecutivos, provocando serios daños a la agricultura.

Las heladas advectivas no presenta inversión de la temperatura, su variación con la altura es normal. La temperatura del suelo es superior a la de la altura y por lo tanto no puede haber inversión. La nubosidad no tiene influencia sobre ella. La extensión de estas heladas es muy grande pudiendo alcanzar a varios miles de kilómetros.

Heladas de radiación

Ocurre exclusivamente como consecuencia del balance de radiación negativo. La inversión de la temperatura en el aire cercano al suelo es otra característica esencial de las heladas por radiación. Por encima de la capa invertida, la temperatura recupera su gradiente normal (disminuye con la altura). El cielo permanece despejado y el aire seco. Los mayores daños se producen en las partes bajas del relieve del suelo; en las altas los daños resultan menores o nulos.

Heladas mixtas

Pueden ocurrir por una combinación de la helada por advección y la helada por radiación. Es decir, que primero el empuje de un aire frío lleve las condiciones a términos tales de balance de radiación que produzcan temperaturas dañinas para la vegetación hasta límites críticos (debajo de 0 °C). Luego el balance negativo nocturno lo disminuye hasta producir daños.

Frecuencia media mensual de heladas

Es el valor climático que representa el número de heladas producidas en un lugar durante un número suficientemente representativo de años (más de 30). Primeramente, se computa la cantidad total de heladas registradas para cada mes y cada uno de los años, ese valor representa la frecuencia mensual, a partir de cuyo promedio se obtiene la *frecuencia media mensual*.

Heladas totales: en el cómputo de heladas se habla de heladas totales cuando se consideran todas las temperaturas de 0 °C o inferiores.

Clasificación de las heladas por su efecto visual

Las heladas también pueden clasificarse por el efecto visual que provocan como **heladas blancas y negras**. La designación de estos tipos no obedece, como los anteriores a su génesis, sino simplemente a la observación de los efectos visuales producidos al ocurrir el fenómeno, y se relaciona fundamentalmente con los factores micrometeorológicos. Las consecuencias agrícolas de este tipo de heladas, cuando la intensidad y duración son de igual magnitud, justifican la diferenciación que de ellas hace el agricultor, quien atribuye mayor daño o peligrosidad a las heladas negras.

La helada blanca o escarcha, observación meteorológica corriente, ocurre cuando se forma hielo cristalino sobre las superficies de las plantas y objetos expuestos libremente a la radiación nocturna, cuando la temperatura desciende a 0 °C. La helada negra es, en cambio, un fenómeno que ocurre cuando el descenso térmico por debajo de 0 °C no va acompañado de formación de hielo. Su designación obedece al color negruzco que adquiere, al día siguiente de la helada, los órganos verdes y tiernos de los vegetales.

La diferencia física dentro de estos dos tipos de heladas radica en los efectos de una distinta combinación entre el estado hídrico de la masa de aire, presente en la región afectada, y la temperatura mínima registrada inferior a 0 °C. Las masas de aire húmedo producen en general heladas blancas y las de aire seco heladas negras (Figura 78).

Los estados del tiempo que se caracterizan por aire calmo y cielo despejado son, en cierto modo, favorables para la formación de heladas blancas. Las condiciones de perfecta radiación intensifican el enfriamiento, y la gran estabilidad del aire contribuye a una mayor concentración del vapor de agua en la capa de aire cercana al suelo, por la ausencia de difusión turbulenta del mismo y la proximidad de la superficie de evapotranspiración. Por el contrario, el cielo cubierto o semi-cubierto, o la turbulencia en la capa baja de la atmósfera favorecen a la formación de heladas negras. El cielo cubierto disminuye la intensidad del enfriamiento nocturno y la turbulencia tiende a disminuir la concentración del vapor de agua en la vecindad del suelo.

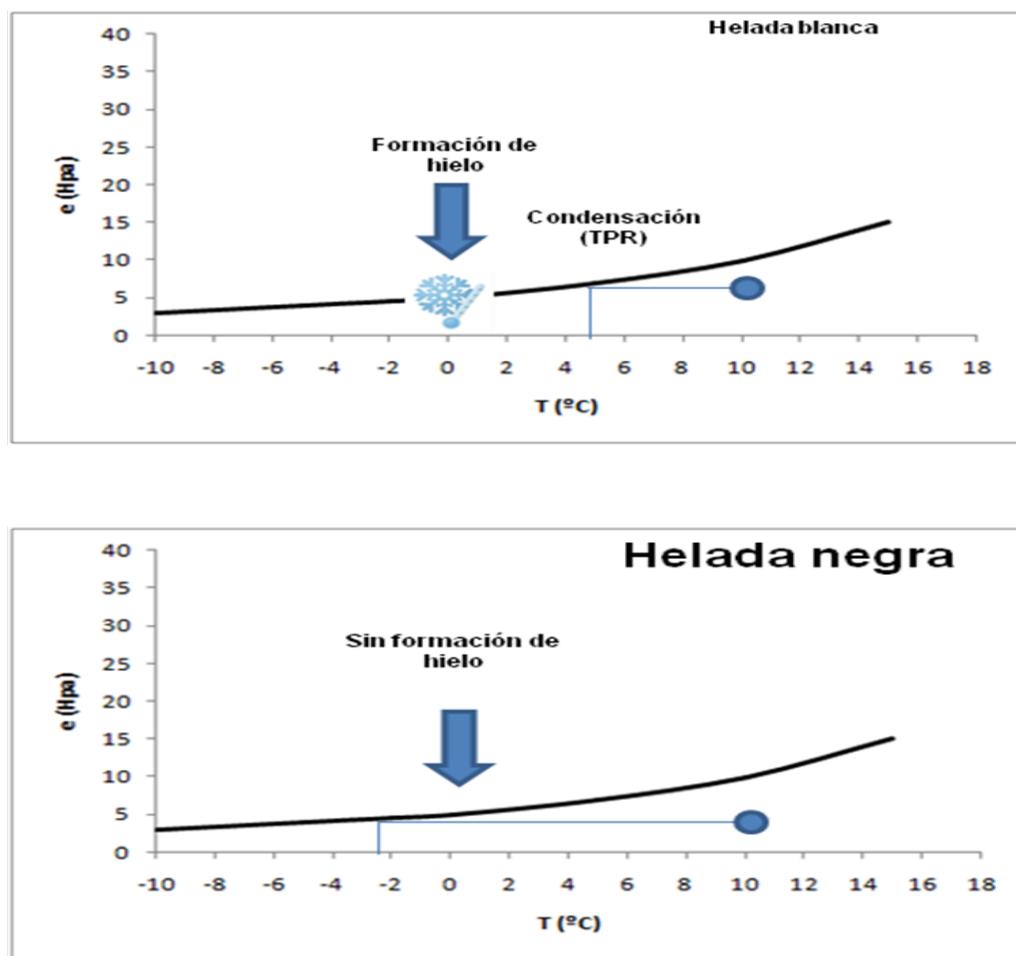


Figura 78. Diagrama de saturación del vapor de agua y ocurrencia de helada blanca y helada negra, en los que se registró una misma temperatura mínima, pero con diferentes contenidos de vapor de agua en la atmósfera. En el segundo caso el vapor de agua es tan escaso que a pesar del enfriamiento nocturno no llega al punto de saturación.

A pesar de la nítida diferencia teórica entre los dos tipos de heladas, en la práctica resulta difícil establecer con exactitud su límite, si no se conocen los valores de los elementos meteorológicos que determinan el fenómeno, pues existe una amplia graduación de casos entre aquellos en que es apenas perceptible la deposición de muy pequeños cristales sobre los objetos, de

aquellos en los que una abundante formación de escarcha torna inconfundible la ocurrencia de la helada blanca. Ello se debe a la gran variedad de combinaciones entre el estado higrométrico del aire, las temperaturas mínimas de las plantas, la ventilación, la dificultad de distinguir el hielo proveniente del goteo de transpiración de las plantas del de condensación y sublimación del vapor de agua de la atmósfera, entre otros factores micrometeorológicos que influye en estos tipos de heladas.

La observación empírica de los agricultores de que las heladas negras causan más daños que las heladas blancas tiene cierta justificación. La observación de la helada negra, esencialmente agrícola, significa invariablemente daños en la vegetación, mientras que cuando ocurren heladas blancas no siempre se producen daños en estas.

El hecho se explica, teóricamente, porque durante el proceso de condensación o sublimación del vapor de agua se libera una considerable cantidad de energía: aproximadamente 600 calorías por gramo de agua condensada, a la que la congelación posterior agrega 80 calorías por gramo de agua congelada. Este calor es cedido en gran parte a los órganos vegetales en contacto con el rocío o la escarcha, que de esta forma mantienen su propia temperatura próxima a 0 °C, pero sin helarse mientras ocurre el proceso de cambio de estado del agua. El resto de la energía es cedido a la atmósfera en su capa más cercana al suelo, por lo que el descenso térmico del aire es comparativamente más lento en el caso de una helada blanca que en el término de una helada negra. Sin embargo, cuando la temperatura desciende lo suficiente como para que los aportes de calor por condensación, congelación y sublimación se tornen insuficientes para detener la congelación de los tejidos vegetales, también estas heladas blancas puedan ocasionar daños importantes a las plantas cultivadas.

Índices agroclimáticos de peligrosidad de heladas (ICK)

Aunque la simple referencia de las fechas medias de primera y última helada, y del período libre de heladas o la de sus diferentes niveles de probabilidad constituyen apreciaciones del peligro relativo que revisten para la vegetación, algunos autores observaron que tales valores absolutos no son del todo determinantes de ese carácter.

Además, una característica importante del clima de la Argentina es la gran dispersión entre las fechas de últimas y primeras heladas. Esto se debe al efecto combinado de: a) una gran variabilidad aperiódica de la temperatura debida a la facilidad del traslado de las masas de aire en sentido N-S e inverso y b) a una pequeña amplitud anual de la temperatura debida fundamentalmente

a la influencia oceánica. Esta particularidad, hace que estas fechas no sean suficientes para caracterizar la peligrosidad de heladas de una localidad.

J.J. Burgos trató de integrar, en un valor numérico, el peligro de las últimas y primeras heladas vinculando el valor medio de la fecha de ocurrencia, su dispersión y el estado de evolución de las plantas; desarrollando el índice criokindinoscópico (del griego: Crio = frío; Kíndinos = peligro) o ICK.

Los fundamentos para el desarrollo del ICK pueden resumirse así:

- a) En primavera, la brotación y floración de plantas perennes (frutales) y el nacimiento de las anuales, marca el comienzo de una etapa de alta sensibilidad al frío que se acentúa a medida que avanza la estación. Por lo tanto, cuanto más tardías son las heladas, tanto mayor es el grado de peligrosidad.
- b) En otoño, la maduración de los frutos o semillas y el crecimiento de ramitas y yemas puede quedar interrumpido por descensos térmicos perjudiciales.
- c) El grado de evolución de la vegetación en primavera (cultivos primaverales: frutales, trigo, maíz, algodón) y otoñales (cultivos otoñales: algodón, caña de azúcar, olivo) depende directamente de la marca de la temperatura del aire y por consiguiente las primeras y últimas heladas serán tanto más peligrosas, cuanto más elevado sea el nivel térmico de primavera u otoño en el momento de la ocurrencia.
- d) La temperatura mínima anual media y su dispersión pueden constituir un buen índice del rigor del invierno.

Para dar al índice un carácter agrícola (económico), estimó un riesgo de pérdida por helada que resultará aceptable, considerando la probabilidad del 20% (un año de cada cinco). Riesgos mayores de pérdidas de cosechas, que el de un año cada cinco, solo resultan prudentes cuando los beneficios económicos que significan son muy superiores a los que pueden estimarse como normales o corrientes.

Peligrosidad de las heladas otoñales o primaverales

Índice criokindinoscópico (ICK) de las últimas heladas (primaverales): temperatura normal del aire en la fecha después de la cual será probable que ocurran heladas en un año de cada cinco.

Índice de ICK, de las primeras heladas (otoñales): temperatura normal del aire en la fecha antes de la cual es probable que ocurran heladas en un año de cada cinco.

En la forma descripta, la peligrosidad de las últimas y primeras heladas quedaría expresada por una magnitud de la temperatura normal del aire, y no estrictamente por su fecha de ocurrencia. De esta manera, el índice se integra al estado de desarrollo del cultivo, que será tanto más avanzado cuanto mayor sea esa temperatura, implicando mayor susceptibilidad a las bajas temperaturas y, por lo tanto, mayor peligrosidad de las heladas.

No obstante, la ventaja que significa la apreciación de los riesgos de heladas por los índices ICK de la primera y última helada, sobre los valores directos de las fechas medias, se deben señalar algunas de las limitaciones que se tendrán en cuenta en el uso de los valores absolutos.

La magnitud de los ICK de la primera y última helada depende en gran parte de la dispersión que observan esos valores, es decir, una mayor dispersión dará índices de mayor valor. También debe considerarse la variación asincrónica de la temperatura (variación de la temperatura sin periodicidad regular, debido al pasaje de perturbaciones atmosféricas), y su amplitud diaria y anual. En climas con una gran variación asincrónica de la temperatura, el ICK tenderá a exponer valores mayores que en los climas de poca variación. Los climas de gran variación diaria de la temperatura, como son en general los áridos, mostrarán índices mayores que los de pequeña variación, como la mayor parte de los climas húmedos; y los que tienen una gran amplitud térmica anual, como la del interior de los continentes (gran amplitud térmica en otoño y primavera), tendrán índices mayores que los de poca amplitud, como los de localidades próximas al mar.

En términos muy generales puede afirmarse que la variación aperiódica de la temperatura adelanta los procesos fenológicos, particularmente en especies con poca exigencia en frío invernal²², porque al ser satisfechas estas exigencias con los primeros fríos, los ascensos térmicos estimulan enseguida su actividad. En tal forma, y sobre todo para las especies de referencia, el índice ICK, tendría una real significancia.

²² Como se verá en Bioclimatología Agrícola, ciertas especies vegetales tienen, en mayor o menor grado, un requerimiento de enfriamiento con temperaturas levemente por encima o por debajo de su cero vital. Si este requerimiento no se cumple, se observan efectos desfavorables en el cumplimiento de las etapas posteriores (fases fenológicas). Por ejemplo, los frutales de hojas caducas requieren satisfacer cierta cantidad de horas (distinta según la especie) expuestas a temperaturas inferiores a 7 °C (horas de frío) durante su fase de reposo para que luego la floración se produzca de un modo adecuado.

En el caso de especies de gran exigencia en frío invernal este índice conserva el mismo sentido sólo en climas continentales, cuando tales exigencias están plenamente satisfechas y su actividad primaveral resulta, por ello, libremente estimulada por las temperaturas de la estación. En cambio, la gran variación diaria de la temperatura, característica de climas secos y continentales que tienden a elevar el valor de los ICK de las heladas primaverales y otoñales, produce paralelamente un retraso en la actividad vegetativa. En estos casos, las magnitudes relativamente mayores de los ICK no significan una mayor peligrosidad que los mismos valores registrados en climas marítimos y húmedos.

Peligrosidad de las heladas invernales

Análogamente, se puede fijar un criterio de peligrosidad para las heladas o fríos invernales, pero es necesario tener en cuenta la diferente modalidad de resistencia que para este tipo de heladas presentan las especies vegetales. Estas heladas afectan principalmente, y en forma general, a las especies perennes en algunas regiones y a las anuales o bienales de cultivo invernal. En estos casos, la época de ocurrencia es de menor trascendencia que la intensidad del frío. De ahí, que la expresión de la peligrosidad de estos fríos resulte más simple que las anteriores, y puede obtenerse combinando la intensidad de estas con su probabilidad.

Dentro del primer tipo de especies se encuentran forestales espontáneas o cultivadas y todas las frutales, para las que el ICK de heladas invernales es la temperatura mínima anual que puede ocurrir con una probabilidad del 5 %. Es decir, para los cultivos perennes se estima como riesgo aceptable el que se produzcan mínimas iguales o inferiores a las temperaturas críticas de vida para este tipo de plantas una vez cada 20 años. Un período de esta naturaleza, libre de fríos críticos, asegura la implantación y el usufructo razonable de la mayoría de las especies perennes cultivadas. En la Argentina, el ICK para especies perennes expresa que el riesgo es insignificante, dado que las temperaturas mínimas probables son poco intensas y con escasa variabilidad. Entre las especies anuales o bienales pueden mencionarse algunas de elevada resistencia al frío, que se cultivan en climas templados: cereales de invierno, coles, espinacas, etc.; y cultivos menos resistentes realizados durante el invierno en regiones tropicales y extra tropicales: papa, tomate, hortalizas de primicia, etc. Para estas especies, el ICK de heladas invernales se calcula como la temperatura mínima del anual que puede ocurrir con un 20 % de probabilidad (1 año de cada 5). La diferencia en el nivel de probabilidad aplicada a cada tipo de cultivo se debe a la aceptación económica del riesgo de perder el cultivo en cada caso, de acuerdo con costo de implantación de cada uno de ellos.

Métodos de lucha y prevención contra heladas

Métodos indirectos: no actúan sobre el microclima, por lo que no tratan de evitar la ocurrencia o intensidad de heladas, sino sus daños. Mediante estos métodos se busca tomar los recaudos necesarios para que las adversidades meteorológicas incidan lo menos desfavorablemente posible. Son menos costosos que los métodos directos, y aplicables aun a cultivos que puedan ser menos remunerativos. Entre ellos se encuentran:

- Ubicación del sitio de cultivo: se busca implantar cultivos en lugares donde no exista riesgo de daño por heladas. Para esto, debe recurrirse a estudios climatológicos y microclimatológicos de la región.
- Selección de variedades/cultivares/portainjertos: utilizando aquellos que se comporten como resistentes a la adversidad, o que por puedan escapar a la adversidad, manifestando sus fases sensibles fuera del periodo de peligrosidad. Por ejemplo, las especies de floración temprana (primaverales) son más susceptibles a daños provocados por heladas tardías, por lo que, para cada zona, es necesario seleccionar variedades cuya floración se produzca luego de la fecha media de última helada.
- Ciclo de cultivo: conociendo la duración del ciclo de cultivo y duración del periodo libre de heladas, se pueden elegir las especies y variedades más adecuadas para una zona. Así, puede definirse las fechas promedio seguras para la plantación o siembra. La selección de la fecha óptima de siembra (que puede depender no solo de la especie, sino también del cultivar) es una de las formas más eficiente de luchar contra las adversidades de un lugar en especies anuales, dado que así se ofrece a la planta la menor exposición a adversidades durante todo su ciclo.
- Manejo del cultivo: algunas prácticas, como el uso de fertilizantes minerales en determinados estados fenológicos puede aumentar la resistencia a helada en algunos frutales (cítricos, por ejemplo), al aumentar el punto crioscópico del contenido celular. El uso de ciertos reguladores hormonales de crecimiento, que prolongan el estado de dormición en ciertas especies, aumenta su resistencia a bajas temperaturas. Sin embargo, este tipo de productos tienen el inconveniente de que pueden provocar deformaciones en hojas y frutos, afectando el rendimiento y calidad, debiendo ponerse atención a su uso.

Métodos directos: actúan sobre las condiciones del microclima, tratando de evitar la ocurrencia de la helada o disminuyendo su intensidad. Se pueden subdividir en dos tipos:

Pasivos: se desarrollan con anterioridad a la ocurrencia de la helada, pueden actuar en forma permanente. Por ejemplo:

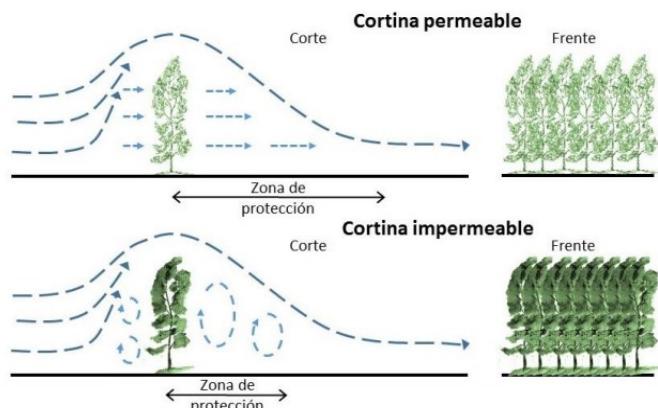
- Regulación del drenaje de aire frío nocturno: regulación de la entrada y/o salida del aire frío nocturno
- Supresión de focos de aire frío
- Formación de espejos de agua
- Modificación sobre la disposición de los cultivos
- Modificación en las propiedades calóricas del suelo
- Uso de reparos o pantallas

Regulación del drenaje de aire frío nocturno

Las pequeñas o grandes irregularidades del terreno hacen que el aire frío formado por las condiciones de enfriamiento del suelo se desplace de acuerdo con esas irregularidades buscando los niveles más bajos. Estas microcorrientes de aire frío formarán luego grandes corrientes que pueden llegar a ser perceptibles en las noches de heladas.

Una técnica permanente de lucha contra las heladas es establecer una contención a ese desplazamiento de aire frío, cuando se conoce previamente la dirección probable del desplazamiento nocturno. En primer término, debería evitarse la entrada aire frío externo. Para ello se utilizan generalmente las cortinas forestales o el aprovechamiento de bosques naturales para su establecimiento. En nuestro país no es común el empleo de estos macizos forestales, pues los bosques naturales no son muy abundantes.

Para que la cortina forestal sea efectiva no debe tener una sola hilera de árboles sino una densidad mayor entre los 20 y los 100 m. Se debe colocar una cortina en el lugar por donde entra el drenaje de aire frío (Figura 79). En general las cortinas forestales tienen un efecto contrario a la producción agrícola cuando son densas (conveniente contra las heladas). Cuando la cortina es densa y el viento tiene la dirección igual a la del drenaje, o sea, que la cortina lo para, el viento pasa por encima de la cortina y al bajar forma una turbulencia con las contracorrientes formadas y se forma y se aumenta el



Fuente de la imagen. Oberschelp *et al.* (2020). Cortinas forestales: rompevientos y amortiguadoras de deriva de agroquímicos. Ediciones INTA. Disponible en: https://inta.gob.ar/sites/default/files/inta_concordia_cortinas_forestales.pdf

Figura 79. Efecto de la densidad de la cortina

efecto nocivo del viento. Las cortinas forestales son efectivas en la lucha contra las heladas, siempre que se considere lo dicho previamente.

Medidas que favorecen la salida de aire frío formado “in situ”

Si se forma aire frío dentro de la propiedad hay que tratar de facilitar su salida y no que se estacione o se estanke, para lo que deben estudiarse cuidadosamente las posibilidades de drenaje del aire. De esta manera, es importante observar este aspecto si se decide la implantación de una cortina forestal y la construcción de edificaciones, terraplenes para caminos o de canales para riego. Es conveniente hacer un estudio previo y dividir las zonas en que se cultivan plantas más o menos resistentes al frío.

A veces, sucede que no solo los obstáculos que rodean a la explotación impiden o favorecen el escurrimiento de aire frío, sino también la disposición del cultivo. En regiones más o menos accidentadas donde el drenaje de aire frío nocturno se intensifica por esa razón, es prudente disponer el cultivo en sí, en forma tal que provea el escurrimiento natural del aire frío nocturno. Puede ser una buena medida intercalar cultivos de follaje caduco con cultivos de follaje persistentes, para que durante la estación invernal existan canales de escurrimiento dentro de la explotación que sirvan para la conducción del aire frío afuera de la propiedad. Por ejemplo, en montes de citrus, intercalar algún cultivo que abra canales que favorezcan el escurrimiento.

Otra medida conveniente podría ser establecer las hileras de plantación en dirección de las pendientes, siempre que esto no genere problemas mayores de erosión.

Supresión de los focos de aire frío

Existen focos de aire frío nocturno que es posible determinar, como por ejemplo el caso de campos bajos o pantanosos que pueden llenarse de aire frío por la noche y rebalsar, perjudicando a las propiedades que se hallan inmediatamente debajo de esos focos con su drenaje. En general, los terrenos húmedos, pantanosos, las ciénagas, etc., son lugares en los cuales el agua es abundante; también lo es la vegetación palustre. Tienen el inconveniente de intensificar el frío nocturno. En primer término, impiden el calentamiento diario del sol porque la vegetación que cubre el agua evita su calentamiento. Además, este tipo de vegetación pantanosa que está siempre presente introduce una gran capa aislante entre el suelo y el aire durante la noche que impide que el calor que tiene este suelo pase a la atmósfera y mitigue el descenso térmico nocturno. En segundo término, el aumento de la evaporación que provee la vegetación y el agua presentes trae consigo un enfriamiento por

el calor que se consume en la evaporación. La supresión de estos focos es aconsejable cuando se quiere evitar los daños por heladas.

Formación de espejos de agua

En lugares donde los cursos de agua son comunes, se pueden utilizar para beneficiar una región próxima. Como ejemplo, debido al efecto atemperador del agua, el Río de la Plata modifica completamente las condiciones de las heladas hasta unos 5 a 10 km desde su ribera. Esto determina que en Buenos Aires se registren temperaturas mínimas menos extremas que en localidades más alejadas (datos de 1943 indicaron temperatura media mínima anual de -5 °C en Buenos Aires vs. -8 °C en San Miguel). Esta diferencia se debe al gran espejo que forma el río. Ese espejo de agua, durante las noches tiende a formar una convección de aire caliente que toma el calor del agua y asciende hacia zonas más frías; baja sobre la tierra y forma una circulación convectiva en toda la ribera, generando una zona de protección. Este efecto puede hacerse en pequeña escala, ampliando y dándole profundidad a cursos de agua estrechos. Para obtener cierta efectividad es necesario llegar a una profundidad de por lo menos un metro en el espejo de agua, alcanzando la superficie protegida 10 veces la superficie del espejo. La superficie del espejo debe estar libre de toda vegetación, porque de lo contrario sería un foco de aire frío.

Modificaciones sobre disposiciones de los cultivos

Toda distribución del cultivo que lo aleje del suelo lo hará menos susceptible a las heladas. Esto se debe a la inversión térmica que hace que la temperatura cerca del suelo sea inferior a la que está un poco alejada del mismo. Como ejemplo, en la conducción de vides, los parrales son disposiciones de cultivos que menos sufren las heladas que los viñedos en espalderas o viñedos bajos.

Modificaciones a las propiedades calóricas del suelo

El suelo, según sus características físico-químicas y su estructura tiene gran importancia en la expresión de la temperatura mínima nocturna. Todo lo que aumente la capacidad calórica del suelo y su conductibilidad serán medidas que pueden tener un efecto favorable reduciendo la intensidad de las heladas.

Una medida simple que se puede adoptar en épocas de heladas es el pasaje de un rodillo que aumente la compactación del suelo. Al estar el suelo compacto, la conductibilidad es mayor y el calor de las capas internas puede ser transmitido con rapidez a la superficie. Para mejorar este efecto, conviene también eliminar las malezas para evitar su efecto aislante y la pérdida de calor por evaporación.

Los suelos claros tienen una gran reflectividad y pierden una cantidad de energía considerable debido al reflejo o albedo de la radiación de onda corta que reciben durante el día. Así, se han recomendado medidas como la transformación física del color con el agregado de colorantes como polvo de carbón.

Uso de reparos o pantallas

Obstáculos que se ponen a la radiación nocturna de diferentes materiales (cañas, tejidos, plásticos, etc.) (Figura 80). Se busca evitar la pérdida de la radiación nocturna del suelo y contribuir a formar un microclima favorable al cultivo.



Figura 80. Cobertura de paja y túneles de polietileno

Activos: se realizan durante la ocurrencia de la helada o poco tiempo antes. Su acción desaparece cuando dejan de actuar. Por ejemplo:

- Calentamiento del aire
- Ventilación artificial
- Riego por aspersión
- Nieblas artificiales

Calentamiento del aire

Consiste en reemplazar el calor perdido por radiación por el emitido por calefactores, manteniendo la temperatura por encima de los valores críticos para los cultivos. Para que el método resulte eficiente, deben darse condiciones de escaso o nulo viento y la presencia de fuerte inversión térmica.

El calefactor tiene un efecto convectivo y radiativo. Trabaja en la parte baja de la inversión térmica, donde se encuentra con temperaturas muy frías, produciendo un desplazamiento de aire hacia arriba. Cuanto mayor es el contraste entre la superficie de calentamiento y el aire que la circunda, la intensidad de la corriente ascendente será mayor, hasta que por pérdida de temperatura se equilibra con el aire que la circunda. El segundo efecto de los calefactores es por el calor de radiación, que calienta el aire que lo toca, que

luego asciende y desciende por convección. Un aspecto importante es conocer las cantidades de calor radiación y convección que producen los calefactores. Las heladas se caracterizan por el tipo y la magnitud de la inversión, así en las heladas de poca inversión el aire caliente del calefactor va a ascender a una altura bastante superior para encontrar su equilibrio de densidad y temperatura. En contraposición, en una helada de gran inversión, el aire de convección se desplaza a menor altura, y el efecto de calentamiento va a ser mayor (Figura 81). En el primer caso se pierde una mucha energía en calentar las capas altas del aire, por lo que es conveniente utilizar calefactores que tengan gran rendimiento de calor de radiación y que van a calentar directamente las plantas sin calentar el aire, que puede quedar debajo de 0 °C. Para heladas de gran inversión pueden utilizarse calefactores que den poco calor por radiación, y mucho por convección, que ofrecen mejor calentamiento cuando el techo esté cerca.

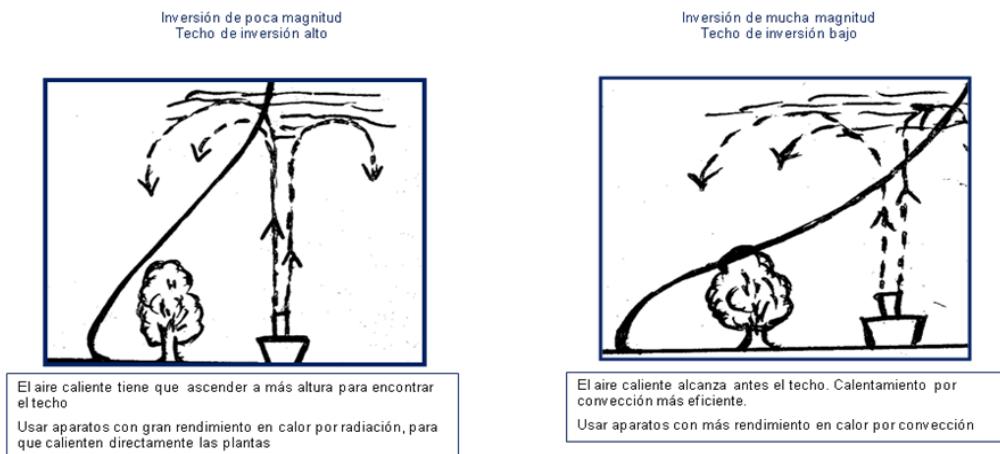


Figura 81. Magnitud de la inversión térmica y tipo de calefactores a utilizar

También es muy importante considerar el tipo y la forma del cultivo en la lucha contra las heladas con calefactores, así como el drenaje de aire frío nocturno. Generalmente, en las noches de helada, el viento viene de un lado fijo, siendo importante determinar de qué sector proviene el aire frío; debiendo colocar una mayor densidad de calefactores en la entrada de aire frío. La suma de todos los focos de calor con respecto a la zona fría circulante hace que en el centro del terreno se genere un efecto de tiraje que se equilibra con una entrada de aire frío de los costados, debiendo reforzarse estos sectores. Además, se obtienen mejores resultados colocando varios calefactores pequeños (4 a 20 litros) que pocos de mayor capacidad, dado que así se logra una mejor difusión y mezcla del aire caliente con el más frío. Hay diversos tipos de calefactores, que pueden agruparse en:

Calefactores de petróleo y derivados líquidos

Calefactores sin chimenea

Tacho de 20 a 25 litros, lleno de petróleo sin refinar. La combustión es muy turbulenta, con grandes proporciones de humo y hollín. Pueden tener una tapa o sombrerete, produciéndose la combustión hacia fuera o bien saliendo las llamas por los opérculos del sombrerete. Estos aparatos dan bastante rendimiento de calor de radiación, pudiendo colocarse distanciados 2 m entre sí, siendo necesario también cuidar la distancia a las plantas cercanas al calefactor. Son muy contaminantes pudiendo causar daños al ambiente y a la fruta.

Calefactores con chimenea

Son recipientes troncocónicos de 30 a 35 l, en cuya tapa se fija una chimenea cilíndrica de 40 – 80 cm de altura. Sobre la tapa, un regulador de abertura variable permite mayor o menor entrada de aire al interior de la cámara de combustión. Una modificación de este tipo de calefactores es el de chimenea alta, es decir que se le agrega un segmento para llevarla a mayor altura (un metro), y que se aplica sobre todo para cultivos altos. La eficiencia de estos aparatos varía según el modelo. Pueden incluir sistemas de combustión forzada que permiten la entrada de aire, alcanzando temperaturas superiores o incorporando una chimenea de retorno, como el diseñado en la Universidad de California, obteniéndose un gran rendimiento.

Calefactores a combustibles sólidos

Se usan quemadores de carbón o briquetas, como por ejemplo los desechos de la industria carbonífera mineral, impregnados con otros combustibles o también vegetales como madera y aserrín. Son calefactores verticales, sin chimenea con un sombrerete de ventilación. En la pared hay aberturas para facilitar la ventilación. En el interior se colocan las briquetas. Tienen las mismas restricciones que los calefactores sin chimenea. Este tipo de calefactores son los que dan más calor por radiación.

Otros métodos de calefacción

Puede usarse la calefacción con gas, con quemadores distribuidos en el campo con cañería central, alimentados con gas licuado. Otro método es la calefacción por radiación infrarroja, con lámparas infrarrojas distribuidas entre los árboles o la calefacción por debajo del suelo, como se practica en algunas construcciones agrícolas especiales, como invernáculos, camas calientes, etc. Son todas complicadas y antieconómicas.

Poder calorífico de los combustibles y eficiencia de calefacción

En una noche de heladas, las mediciones hechas en varios países han permitido comprobar que la pérdida de calor es del orden de 0,10 a 0,15 cal $\text{cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$. Esta pérdida de energía significa aproximadamente 600.000 Kcal hora. El gasoil tiene un calor de combustión aproximadamente de 10,5 Kcal kg^{-1} , lo que significa que la combustión perfecta de 60 litros produciría la energía necesaria para contrarrestar una pérdida en una hora de helada. Este valor se ve aumentado por una serie de causas, como el tipo de calefactor usado o el tipo de helada. Los calefactores de combustibles líquidos, de aceite viejo rinden 5.000 kcal por hora y los calefactores de briquetas pueden llegar a las 10.000 kcal por hora.

Recomendaciones generales para el uso de calefactores

Debe conocerse la temperatura mediante un termómetro colocado a la altura de las primeras flores y observar la velocidad del descenso térmico a partir de horas previas al inicio de la defensa. Comenzar el encendido en función de la sensibilidad de la planta, conforme su estado fenológico. Como ejemplo, en plena floración, la temperatura de daño es de -2°C en manzano, $-2,5^{\circ}\text{C}$ en peral y -3°C en duraznero.

El encendido debe comenzar por los extremos de los lotes (S SO en Alto Valle), y luego continuar prendiendo fila por medio en el interior del monte. Continuar con el encendido en función de descenso térmico. Apagar los calefactores cuando aumenta la temperatura y se alcanza el mismo valor que se tomó para el encendido.

Remoción del aire como método de lucha

Mediante la remoción del aire se logra romper mecánicamente la inversión. En esencia se trata de poner un ventilador a la máxima altura posible, que nunca supere los 10 – 12 metros, y provocar un chorro de aire sobre la superficie, mezclando el aire caliente de arriba en el frío de abajo.

Al pretender mezclar aire denso (frío) con otro menos denso (caliente), éste tiende a volver hacia arriba en busca de equilibrar su densidad, lo que se elimina provocando un **estado de turbulencia** que hace innecesario el envío de aire desde las capas superiores. El ventilador provoca un chorro de aire más o menos turbulento, cuya eficiencia dependerá de la potencia del motor en primer término. Las condiciones de efectividad del método de ventilación dependen en primer término del tipo de inversión establecida, del tipo de dispositivo usado y del tipo del cultivo a que se aplica. Cuando la inversión es mayor, el sistema es más efectivo. Los aparatos más útiles son los que

proyectan chorros más pequeños y de mayor alcance. El tipo de cultivo influye por su rugosidad en la difusión de la turbulencia.

La remoción del aire puede realizarse también con helicópteros. El helicóptero pasa sobre la plantación deteniéndose a intervalos regulares para producir durante el tiempo un efecto mayor, y deteniéndose especialmente un tiempo más largo en aquellos puntos de la plantación que constituye bolsones de aire frío. Con este método se trata de romper la inversión convenientemente, igual que con los demás sistemas de ventilación. Combina remoción del aire (aspas) y calentamiento (turbina), requiere pasadas frecuentes (15 a 20 minutos) a baja altura y no es útil cuando la inversión es débil o las heladas son advectivas.

Ventilación y calefacción combinados la combinación de la calefacción y de la ventilación constituye quizás el sistema más económico para producir una protección eficaz contra las heladas. La incorporación de la remoción del aire hace más eficiente el funcionamiento de calefactores que proveen más calor por convección, permitiendo su reducción en cantidad, de 180 a 200 calefactores a 50 – 80 calefactores por ha, proveyendo una protección eficaz.

La duración de la helada tiene mucha importancia en la eficacia de la ventilación. Si la helada es muy prolongada, llega un momento en que se está mezclando aire muy frío. Combinando la calefacción con la ventilación es posible mantener el sistema eficaz de la ventilación y hacer desaparecer las deficiencias de los dos sistemas.

Humos y nieblas artificiales: enturbiamiento del aire

La formación de un medio enturbiante sobre la superficie del suelo no tiene otro objeto que el de impedir que durante las noches de heladas se pierda radiación por el suelo interponiendo un medio material. Para que el medio enturbiante sea efectivo en la prevención de heladas, se debe cubrir el espectro de la ventana atmosférica (absorber la radiación de 8 a 14 μm). Para eso, debe colocarse en forma estable un cuerpo que provea partículas de diámetro mayor a 10 – 12 μm , más grandes que la radiación que se pierde por la ventana atmosférica.

Cuando se practica un método enturbiante cualquiera, el desplazamiento de aire frío moviliza al medio enturbiante, desplazándolo del lugar. Por esta razón, para el control de las heladas por nieblas o medios enturbiantes se aconseja que se apliquen en forma colectiva en toda la región. Nunca se aconseja hacer una defensa de este tipo en predios menores de 30 a 40 ha. En situaciones como las de valle, en las que el medio puede quedar fijo en el lugar, puede surgir el inconveniente de que el desplazamiento del aire frío por las laderas se introduzca por debajo de las capas enturbiadadas y enfrie en forma mecánica la

zona que se desea proteger. Entonces, las regiones accidentadas, donde se presentan condiciones de desplazamientos de aire frío por causa del relieve, no resultan prácticos estos medios. Las condiciones y textura y composición del suelo también son relevantes. Un suelo con gran capacidad calórica y gran conducción de calor hacia la superficie, sería el tipo de suelo más adecuado para el tratamiento con este tipo de medios.

Para que este método sea efectivo se requiere también gran estabilidad del aire. Las heladas que van acompañadas de viento (heladas de advección) resultarían pocos afectadas por la acción de medios enturbiantes.

Cuando se usa el sistema de humos o niebla no conviene aplicar este procedimiento más tiempo que el indispensable, porque impiden el paso de los rayos de onda corta del sol. Por lo tanto, no conviene prolongar durante el día este tipo de tratamientos. Por otra parte, pueden resultar contaminantes y resultar molestos para los trabajadores y población cercana.

Riego por aspersión

Es un método eficaz. Cuando se riega una planta y la temperatura del aire está por debajo de 0 °C, el órgano de la planta se recubre con una capa de hielo amorfo y no cristalino, que no tiene espacios de discontinuidad y entonces la conductibilidad del calor es enorme (Figura 82). Lo que produce el efecto del riego por aspersión sobre las heladas se vincula al proceso físico del cambio de estado del agua. El calor latente de solidificación libera unas 80 cal g⁻¹ de agua que se transmite por conducción a través del hielo que se forma sobre los órganos de la planta, reemplazando al calor que la planta pierde por radiación. De esa manera, la temperatura de los órganos vegetales puede ubicarse por encima de la temperatura del aire, e incluso en niveles próximos a 0 °C, cuando la temperatura del ambiente se encuentra por debajo de esa marca.



Figura 82. Riego por aspersión para control de helada en arándano

El sistema debe ponerse en marcha en función de la temperatura de resistencia al frío del estado fenológico predominante en ese momento, según la temperatura que marca el termómetro húmedo. Si el descenso térmico es muy marcado (2 °C por hora), el sistema debe ponerse en funcionamiento 1 °C por encima de la temperatura crítica de daño; mientras que, si el descenso es menos brusco, el equipo se pone en funcionamiento cuando se llega a la temperatura de daño.

La observación debe hacerse en la parte más fría del árbol, donde están las primeras flores. La temperatura marcada por el termómetro húmedo será la temperatura que tendrá la planta luego de ser mojada por las primeras gotas de agua del aspersor. También debe observarse la velocidad del viento, no siendo recomendable iniciar el riego cuando la misma supera aproximadamente los 4 km por hora (brisa muy suave), a la altura de los aspersores. Durante el funcionamiento, deben constatarse gotas de agua en el extremo inferior de las velas de hielo, lo que indica que sobra agua y que la temperatura es cercana al 0 °C.

El riego debe mantenerse durante todo el tiempo de duración de la helada porque si se detiene el suministro de agua, va a producirse la evaporación del agua de la superficie del hielo, perdiéndose 600 cal g^{-1} . De esta manera, puede ocurrir que si en el aire hay -4 °C, en la planta se llegue a -13 °C. El riego puede suspenderse cuando se alcanza la misma temperatura que se utilizó para decidir su puesta en funcionamiento, no interrumpiendo su funcionamiento si existen brisas.

Es importante regular la cantidad de agua a aplicar, para evitar que la planta sea vencida por el peso del hielo. También debe considerarse la posibilidad de los suelos de absorber agua y la sensibilidad del cultivo al encharcamiento. Debe preverse una mayor provisión de agua cuando hay mayor probabilidad de ocurrencia de temperaturas por debajo de 0 °C, coincidentemente con la mayor sensibilidad de la planta. El agua debe contener una salinidad inferior a 2000 micromohs.cm⁻¹, dado que niveles más altos pueden generar daños sobre los tejidos.

Sistema de defensa contra heladas

Estos sistemas tienen como base (Figura 83):

- *Pronóstico de heladas*: que tiene como objetivo alertar durante el día sobre la posibilidad de ocurrencia de una helada, a fin de comenzar los preparativos para el control en la noche
- *Alarma*: que indica el momento para iniciar la defensa



Figura 83. Ejemplos de servicios de alarmas para control de heladas

SEQUÍA

Según el criterio del balance hídrico, se puede considerar este problema desde dos puntos de vista:

- La sequía como fenómeno agrícola o agroclimático: carencia de agua en las plantas
- La sequía desde un punto de vista meteorológico: período de tiempo sin precipitación

Según el balance hidrológico, la duración de la sequía está dada por el período comprendido entre los extremos de fecha en que la humedad del suelo esté por debajo de un cierto límite, mientras que su intensidad depende la magnitud del déficit de agua durante el período.

Un límite de utilidad es el **coeficiente de marchitez**, pero otro límite lo puede constituir la **capacidad de campo o humedad equivalente**.

Causas de la sequía

- Precipitación por debajo del óptimo o normal
- Elevadas temperaturas que implican una elevada evapotranspiración

Estas dos causas obedecen a otras causas más generales. La sequía periódica o permanente obedece a efectos de circulación general de la atmósfera. La sequía accidental responde a una causa que se manifiesta en la anormalidad de la circulación regional.

Existen además algunas causas que hacen a la intensidad de la sequía que son aquellos que dependen de factores de la localidad como ser el tipo de vegetación, el relieve, el tipo del suelo, que hace que se orienten en la lucha contra las sequías tratando de modificar estos factores microclimáticos que hacen a la sequía.

Clasificación de las sequías

Según un criterio meteorológico, en función de la precipitación:

Sequía absoluta: período de 15 días consecutivos o más con menos del 0,2 mm de precipitación

Sequía relativa o parcial: período de 29 días o más con precipitación diaria inferior a 0,2 mm

Período seco: 15 días con menos de 0,2 mm

Según su forma de ocurrencia:

Accidentales: se presentan sin una periodicidad fija o fluctuante. Las sequías accidentales se parecen al proceso del tiempo atmosférico

Periódicas o permanentes: estas responden al concepto de clima. Periódicamente ocurre una sequía que se transforma en un fenómeno climático

Según su origen:

Sequía edáfica: como consecuencia de una disminución del agua del suelo

Sequía atmosférica: producida por altas temperaturas y baja humedad relativa, promueven una excesiva transpiración

Por su apariencia:

Aparentes: el agua del suelo por debajo del coeficiente de marchitez. El fenómeno es perceptible a la vista por el estado de las plantas

Inaparentes: la humedad no baja del coeficiente de marchitez, pero sí por debajo de la capacidad del campo. No manifiesta daño alguno en la planta, pero sí en el rendimiento

Por su época de ocurrencia: invernales, estivales, otoñales y primaverales

Intensidad del déficit y duración de la sequía

Con fines agronómicos o forestales, existen criterios de la humedad del suelo o del balance hídrico para determinar la intensidad del déficit y la duración.

Índice de aridez: ya sea permanente o periódica

Lang: $R = \frac{\text{Precipitación anual}}{\text{Temperatura media anual}}$

R	Clima
> 160	Húmedo
160-100	Templado húmedo
100-60	Templado cálido
60-40	Semiárido
0-40	Estepario

De Martonne: $la = P/(T+ 10)$;

Donde:

P = Precipitación anual (mm)
T = Temperatura media anual (°C)

la	Clima
> 60	Per-húmedo
60-30	Húmedo
30-20	Sub-húmedo
20-15	Semiárido (mediterráneo)
15-5	Árido (estepario)
5-0	Árido extremo (desierto)

Embergen (con criterio botánico)

Q = $\frac{\text{Precipitación anual} \times 100}{(M^2 - n^2)}$

Q	Clima
> 90	Húmedo
90-50	Sub-húmedo
50-30	Semiárido
30-0	Árido

Donde: M = temperatura máxima media del mes más caliente

n = temperatura mínima media del mes más frío

Índice global de humedad: representa la porción de precipitación requerida para la necesidad del vegetal. Considera la influencia del exceso y del defecto de agua en comparación con las necesidades vegetales dentro de cada periodo estacional.

$Im = \frac{100s - 60d}{n}$

Im	Clima
> 100	A. Hiperhúmedo
100-80	B4. Húmedo (superlativo)
80-60	B3. Húmedo (superior)
60-40	B2. Húmedo (medio)
40-20	B1. Húmedo (inferior)
20-0	C2. Sub-húmedo (húmedo)
0(-33,3)	C1. Sub-húmedo (seco)
(-33,3)(-67,7)	D. Semiárido
(-67,7)(-100)	E. Árido

Donde: s = exceso, d = déficit, n = necesidad de agua (evapotranspiración potencial)

Métodos de lucha contra las sequías

Medidas orientadas hacia la demanda

Se pretende que los recursos hídricos deficitarios, puedan usarse de manera más eficaz:

- Modificación de la demanda de la explotación
- Reducción de pérdidas por escorrentía, drenaje y evaporación
- Cumplimiento de la asignación de dotaciones de riego

Medidas orientadas a la oferta

Orientadas a hacer un uso eficiente del recurso existente

- Reducir pérdidas de transporte de agua y embalse (impermeabilizar)
- Mejorar la capacidad de almacenamiento del suelo: a través de prácticas culturales que mejoren la infiltración y la capacidad de retención del agua (incorporación de materia orgánica compostada) o reduzcan la pérdida de agua por evaporación, como el uso de mulching (cobertura del suelo).
- Reducir la evaporación de espejos de agua: mediante sustancias que aumentan la tensión superficial del agua y reducen la tensión de saturación del aire sobre el agua (menor gradiente vertical y déficit de saturación). En general, los métodos antievaporativos han permitido el ahorro del 45 % de la evaporación en condiciones favorables al 30 % en condiciones desfavorables.
- Utilizar prácticas eficientes de riego, como el riego por goteo combinado con el uso de mulching.

Orientadas a incrementar los recursos existentes

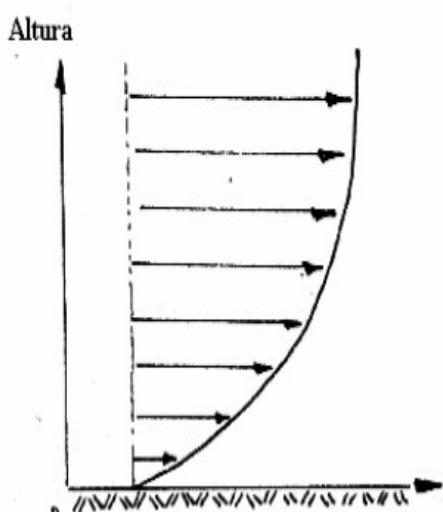
- Reutilización de aguas residuales
- Utilización de agua subterránea
- Desalinización de agua: es una técnica cara, que requiere gran cantidad de energía, en la mayoría de los casos combustibles fósiles. Actualmente existen filtros que pueden desalinizar el agua con presión hidrostática, reduciendo significativamente la cantidad de energía necesaria.
- Utilización de agua del aire: sistemas que permiten aprovechar la humedad contenida en el aire, en forma de nieblas (atrapa nieblas).

El impacto de las sequías también puede reducirse utilizando cultivos y variedades más tolerantes, planificando la ubicación espacial y temporal de los cultivos, o adoptando sistemas de seguros, entre otros.

VIENTO COMO ADVERSIDAD AGROCLIMÁTICA

La lucha directa contra el viento en su forma más típica es el de las cortinas forestales, cercos, empalizadas y en general cualquier obstáculo que se interponga a ese flujo de aire.

El viento se origina en un proceso meso o macroclimático de la presión atmosférica, y en la capa baja de la atmósfera adquiere características que dependen de las condiciones de la superficie terrestre. El viento se debe a que el aire fluye o se desplaza en una forma más o menos paralela a la superficie del suelo y desarrolla en ese arrastre una fuerza friccional sobre la superficie por donde se desplaza. Pero junto con este movimiento horizontal del aire, también existe un intercambio de energía determinado por un movimiento de componente vertical, distinto al anterior que hace que cada partícula de aire que asciende se introduzca en una capa de mayor velocidad y que por su propia inercia tienda a frenarla. Esta acción frenante es máxima en la superficie del suelo, donde los movimientos horizontales del aire quedan totalmente anulados y suplantados por movimientos verticales en una capa de altura variable de acuerdo con las características de la superficie. A esta capa se la conoce con el nombre de "capa de rugosidad", precisamente porque su altura estará determinada por las características de rugosidad de la superficie. Por encima de esa capa, la velocidad del viento comienza a crecer con la altura en razón exponencial (Figura 84). Este efecto frenante de la velocidad horizontal del viento es realizado por cualquier obstáculo existente sobre la superficie y las barreras y cortinas forestales también lo ejercerán



La altura de esta capa de rugosidad (nivel Z_0) varía según los distintos tipos de superficie:

Nieve lisa	3 cm
Césped corto	10 cm
Pastura baja	20 cm
Pastura alta	30 cm
Trigo maduro	130 cm
Árboles	130 cm por encima de las copas

Fuente de la imagen. Facultad de Ciencias Agropecuarias. Universidad de Entre Ríos. <http://www.cicytp.org.ar/climatolografca/docencia/apuntes/tema5.pdf>

Figura 84. Perfil del viento cerca de la superficie

En la Figura 85 se representa el efecto producido sobre la estructura laminar y la velocidad del viento al interponer un obstáculo de cierta altura (H), como podría ser una empalizada rígida. El efecto del obstáculo y el levantamiento del nivel de rugosidad comienza desde antes de la cortina, es decir a barlovento, y se prolonga hasta cierta distancia a sotavento de la empalizada. Por debajo de la línea que marca el Z_0 se quiebra la velocidad del viento porque rompe su flujo laminar horizontal. Toda la porción que se extiende por debajo de la línea está indicando el área protegida, la que se desarrolla desde antes del obstáculo, hasta una distancia de 30 a 50 H . La altura máxima del área de protección, la elevación máxima del Z_0 será del orden de 2 H , es decir dos veces la altura de la barrera. Todos estos valores no son fijos o constantes porque varían con las características de la barrera, la velocidad del viento, condiciones zonales, etc.

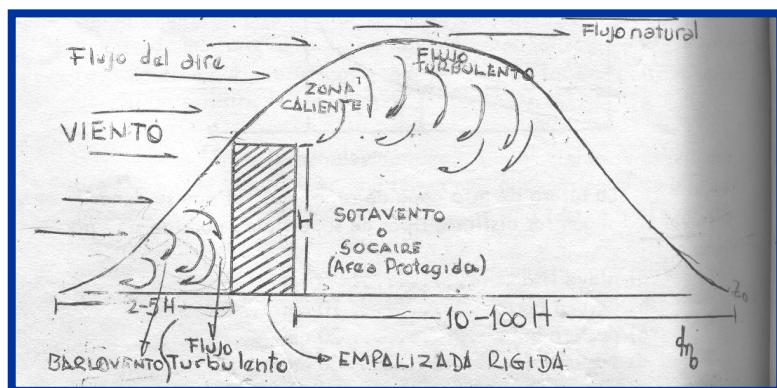


Figura 85. Efecto de un obstáculo sobre la velocidad del viento

La densidad o grado de impenetrabilidad de las cortinas arbóreas tiene un marcado efecto sobre la reducción de la velocidad y la extensión del área protegida (socaire). Cuando se interpone una cortina muy densa, prácticamente sólida, impenetrable por el viento, se puede formar a sotavento del obstáculo una muy fuerte corriente de retroceso turbulento, donde se puede alcanzar una excesiva velocidad. La diferencia de presiones a uno y otro lado de la barrera densa (sobrepresión a barlovento – depresión a sotavento), podría producir este efecto que puede llegar a ser más perjudicial que el mismo viento libre.

En cambio, cuando las barreras o cortinas forestales son semidensas, con cierto grado de penetrabilidad por el viento, queda imposibilitada la ocurrencia de remolinos de retroceso por la acción de los filetes que pueden filtrarse a través de la cortina, evitando así una excesiva diferencia de presiones. Además, en este último caso, la extensión de la superficie protegida se ve incrementada.

En una cortina densa se consigue la mayor reducción en la velocidad, inmediatamente atrás de la cortina, pero a medida que se aumenta la distancia desde ella, hacia sotavento, disminuye rápidamente el efecto protector, y a una distancia de 20 H, el viento habrá recobrado su velocidad. En cambio, con una cortina semidensa, si bien no se logra una reducción tan grande en las cercanías inmediatas a la cortina, el efecto reductor se prolonga hasta mayor distancia, a mayor de 30 H. Un valor de penetrabilidad aceptable oscila entre 35 y 40% como el óptimo para alcanzar el máximo del área protegida.

También es importante tener en cuenta que el efecto de las cortinas forestales varía con la velocidad o con la intensidad del viento. En términos generales, cuanto mayor es la velocidad del viento mayor es la protección. Con un viento de 20 – 26 km por hora se protege un 30% y con viento fuerte un 50%. Los cercos densos aumentan la protección hasta 10 veces la altura, pero después ya no lo hacen con vientos fuertes.

También es importante considerar el perfil de la cortina. La estructura óptima es aquella que forma un levantamiento paulatino de la masa de aire. Resultan mejor los perfiles aerodinámicos, donde el plano de choque es suave, lo mismo que la caída.

La fisiografía o sea el relieve también influye en las cortinas forestales. Si el terreno es ondulado la cortina forestal puede ser menos eficaz. Cuando la región es muy montañosa, con exposiciones muy prolongadas pueden ocurrir diferencias en el grado de protección. La efectividad es mayor cuanto mayor es la exposición del terreno al viento.

Las cortinas forestales tienen efecto sobre otros elementos del tiempo y el clima que inciden sobre la producción agropecuaria.

Temperatura del aire: en regiones con poco intercambio de masas de aire pueden ocurrir temperaturas altas más pronunciadas y temperaturas bajas más fuertes. La máxima será más alta en la región protegida. En el área protegida hay una gran amplitud de temperatura

Heladas: en regiones de cortinas forestales es probable que ocurran heladas más intensas, si se dificulta el drenaje nocturno del aire frío, o si el aire frío se estaciona en determinados sectores.

Radiación solar: existe un efecto de sombra que implica también un menor calentamiento de las superficies protegidas.

Humedad del aire: la humedad absoluta y la relativa serán mayores en la región protegida, al no haber intercambio de masa de aire (1 a 2% de variación en la humedad relativa y 1,5 a 2 mm Hg en la humedad absoluta)

Evaporación: menor en la parte protegida. Se han registrado disminuciones de un 20 a 30% en la evaporación en la parte protegida (Socaire). Esto genera una mejora en la humedad del suelo.

Intercambio de CO₂: en regiones protegidas permanece en el estrato donde viven las plantas. En la parte expuesta al viento el CO₂ es rápidamente disipado a la alta atmósfera.

Precipitaciones: el aprovechamiento de la nieve, precipitación, nieblas, rocío es favorecido por la menor evaporación y la falta de turbulencia.

Las cortinas forestales inciden también sobre la erosión, reduciendo la erosión del suelo. El efecto depende de la distancia a la cortina: a mayor distancia, mayor turbulencia y más erosión.

GRANIZO

El granizo está formado por piedras de hielo que van desde pocos milímetros hasta 5 – 6 cm de diámetro. Es un fenómeno muy esporádico y localizado, pero que puede resultar muy destructivo tanto en ambientes urbanos como rurales.

El hecho de ser un fenómeno tan localizado hace que su registro sea complejo en estación meteorológica, dado que puede ocurrir que se produzca en áreas cercanas, pero no en el predio de la estación, propiamente dicho. Por lo tanto, una estadística basada en esta observación es inadecuada y da una impresión del fenómeno de menor magnitud que la verdadera. Es importante considerar el área. Además, la estadística de granizos común tampoco da un índice de los daños causados, pues no hace referencia al tamaño de las partículas. Estas estadísticas deben hacerse sobre una red muy densa y considerar un tamaño medio de las partículas. Se debería hacer referencia también a la época de ocurrencia.

Una piedra de granizo está formada por:

- Un núcleo central formado por hielo esponjoso
- Una envoltura compuesta por capas alternadas de hielo transparente y opaco

Formación de granizo

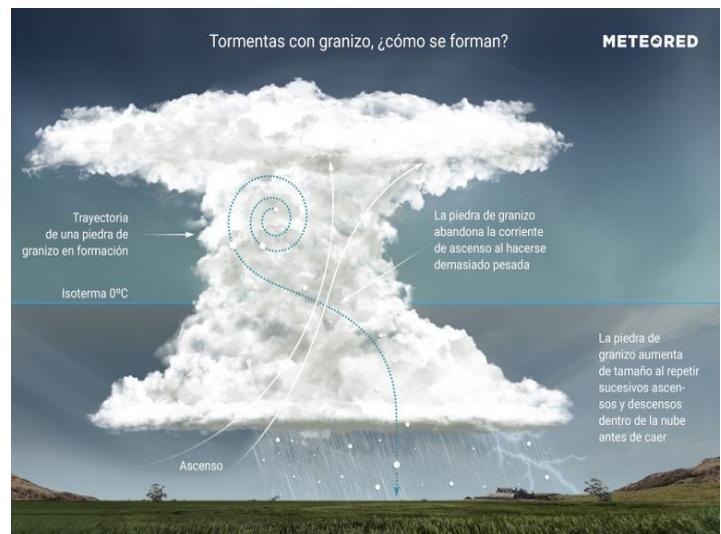
Se forma en nubes de desarrollo vertical (Cumulonimbus) por procesos de ascenso del aire en el interior de la nube, su enfriamiento y condensación; produciéndose el crecimiento de las gotas de agua y cristales de hielo según se explicó a través de la teoría de la coalescencia y de Bergeron – Findeisen (Figura 87). Si el aire debajo de la nube es caliente, las piedras pequeñas se derretirán antes de alcanzar la superficie, pero si el granizo tiene suficiente tamaño, puede alcanzar la superficie antes de completar la fusión.

Para que el granizo adquiera cierto tamaño es necesario que haya corrientes de aire ascendentes en una extensa área de Cumulonimbus, y que la temperatura descienda rápidamente con la altura, lo que se da en primavera y verano (cuando se dará la mayor frecuencia de granizadas).

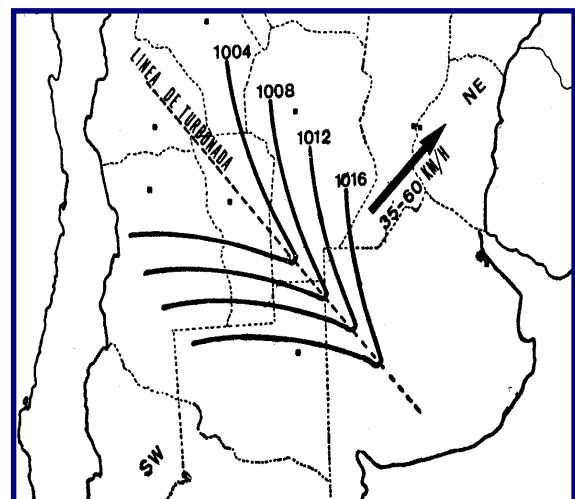
El granizo se registra preferentemente en latitudes medias (20 a 55°) y hacia el interior de los continentes. Esto se da porque en los trópicos no hay gran desarrollo de Cúmulos y en las zonas frías se ve limitada la humedad y las convecciones severas; mientras que en los océanos no se producen corrientes ascendentes fuertes.

Las zonas de llanura, próximas a cadenas montañosas y los valles ubicados a sotavento de los vientos dominantes son más propensos a recibir la precipitación de granizo.

Las condiciones atmosféricas para la formación de granizo se verifican cuando sobre una región se produce una gran depresión barométrica, con la forma de V (Figura 86). Estas depresiones al pasar sobre una región producen un fenómeno que se denomina “turbanada”, que se manifiesta sobre todas las localidades situadas sobre la línea que divide a las dos partes simétricas de la depresión; y que se caracteriza por producir:



Fuente de la imagen. Garavaglia, C. 2020 ¿Cómo se forma el granizo? Meteored. Disponible en: <https://www.meteored.com.ar/noticias/ciencia/como-se-forma-el-granizo.html>



Fuente de la imagen. De Fina, A. & Ravelo, A. 1973. Climatología y Fenología Agrícola. EUDEBA

Figura 86. Línea de turbonada

- Cambio brusco en la dirección del viento
- Aumento rápido de la velocidad del viento
- Ascenso brusco de la presión atmosférica
- Descenso brusco de la temperatura
- Aumento rápido de la nubosidad
- Lluvias intensas o granizadas

La línea de turbonada puede alcanzar una longitud de 1000 km y se desplaza generalmente de SO a NE entre 35 y 60 km por hora.

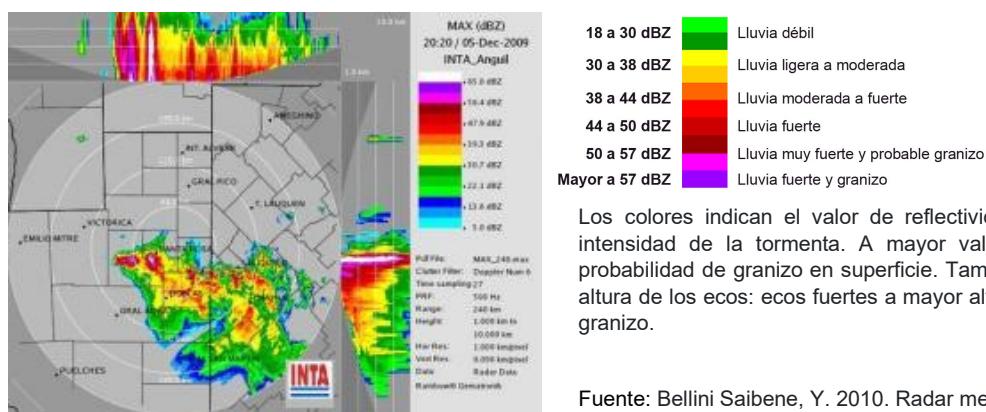
Lucha antigranizo

Condiciones meteorológicas y pronóstico

Mediante imágenes de radar se pueden identificar regiones en la que los hidrometeoros que contienen las nubes han adquirido el tamaño suficiente para producir una imagen (eco), y se producen advertencias sobre tormentas que pueden producir la caída de granizo.

Para poder efectuar un pronóstico de tormentas se debe tener en cuenta:

- Condiciones meteorológicas previas que pueden producir condiciones de convección
- Evaluación de la situación sinóptica en función de la comparación de imágenes satelitales previas y actuales
- Radiosondeos de la estructura vertical de la atmósfera para evaluar condiciones que predispongan a la formación de tormentas (Figura 87)



Fuente: Bellini Saibene, Y. 2010. Radar meteorológico en la EEA Anguil. <https://inta.gob.ar/documentos/radar-meteorologico-en-la-eea-anguil>

Figura 87 Ejemplo de imágenes de radar

Siembra de nubes

Por este proceso se incorporan núcleos de formación de cristales de hielo para incrementar la concentración de partículas congeladas, disminuyendo el agua sobre enfriada en el interior de la zona de formación. La forma más eficiente es hacer "Siembra preventiva", durante las primeras fases de aparición de tormentas. Así, se aumenta la cantidad de cristales de hielo por encima de la condición normal en las zonas en que la temperatura está por debajo de 0 °C y se disminuye el agua sobre enfriada disponible para el crecimiento del granizo. Esto genera la formación de granizo más pequeño que puede licuarse al precipitar, alcanzando la superficie como agua líquida o como piedras de tamaño que no genera daño (Figura 88).



Fuente de la imagen. Agricultura y contingencias climáticas. Gobierno de Mendoza.
http://www.contingencias.mendoza.gov.ar/web1/lucha_antigranizo/aeronautica/aviones.html

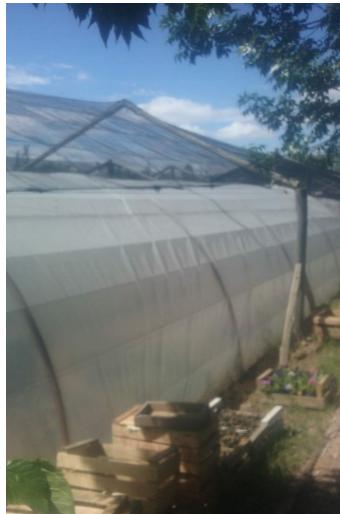
Figura 88. Siembra de nubes

Esta técnica se utiliza en la provincia de Mendoza, y se aplican dos estrategias:

1. Siembra en la base de la nube: siembra preventiva haciendo recorridos largos en la zona de convección
2. Siembra de inyección directa: con cartuchos con una mezcla de IAg que se lanzan hacia abajo desde la zona de la nube con temperatura de -10 °C.

Uso de mallas antigranizo

Consiste en colocar mallas sobre los cultivos que actúan como barrera física frente a la caída de granizo. También pueden colocarse por encima de estructuras vulnerables, como invernaderos (Figura 89).



Fuente: Gobierno de Mendoza. 2018.
<https://www.mendoza.gov.ar/prensa/avanza-la-construccion-de-veinticinco-invernaderos-horticos-en-el-sur-provincial/>

Raffo, D.; Rodriguez, A. 2018. Uso de mallas antigranizo en fruticultura. Análisis climáticos de los eventos de granizada en los valles de la Norpatagonia. Ediciones INTA. Disponible en: <https://repositorio.inta.gob.ar/xmlui/handle/20.500.12123/4364>

Figura 89. Mallas antigranizo

Bibliografía

- Castillo, F.E.; Castellvi Sentis, F. 1996. Agrometeorología. Pp. 185-206. Ediciones Mundi-Prensa.
- De Fina, A.L.; Ravelo, A.C. 1975. Climatología y Fenología Agrícolas. EUDEBA. 2º Ed.
- Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (eds.). 2011. Temperatura del suelo y el aire. En: Agrometeorología. Editorial Facultad de Agronomía. UBA. Pp: 47-55.

CLIMA ARGENTINO

Factores determinantes del clima argentino

En la Argentina el clima está condicionado principalmente por los siguientes factores principales:

- Latitud
- Relieve o topografía
- Distribución de tierras y mares (factor oceanidad)
- Corrientes marinas
- Distribución de los centros semipermanentes de alta presión

Latitud

El territorio nacional (continental) se extiende desde los 21° 47' latitud sur, en la confluencia de los ríos San Juan y Mojinete, departamento de Santa Catalina, provincia de Jujuy, hasta los 55° 58' latitud sur en cabo San Pío, departamento de Ushuaia, en la isla de Tierra del Fuego; lo que representa una extensión de 3.780 km de longitud y un ancho es de 1.423 km. Esto determina que la República Argentina se encuentra ubicada dentro de la zona de **climas templados o de latitud media**. El gran desarrollo latitudinal provoca la variación anual de la cantidad de radiación solar recibida y la duración astronómica del día siendo uno de los principales factores que determinan las características climáticas de una región.

Relieve

La cordillera de los Andes, con su desarrollo norte-sur define el relieve de montaña al oeste y, llanuras y planicies hacia el este. Este afloramiento rocoso es un gran condicionante de la circulación de las masas de aire. Desde el norte del país y hasta aproximadamente el paralelo 40° latitud sur, la altura de la Cordillera promedia los 5.000 m y disminuye su altura hacia el sur. Al norte del país, los valles son longitudinales y bloquean el aporte de humedad del Pacífico, mientras que, hacia el sur de los 40° latitud sur, la zona andina comprende valles transversales, propios de los Andes patagónico-fueguinos.

Distribución de los anticiclones (centros de alta presión) semipermanentes

En la Argentina es posible distinguir dos anticiclones semipermanentes ubicados a los 30° latitud sur aproximadamente a ambos lados del continente sobre los océanos adyacentes, el sistema de baja presión conocido como la

depresión del Noroeste Argentino (DNOA), y más al sur, el cinturón de vientos del oeste. Al norte del paralelo 40° S, los centros anticlónicos del Pacífico Sur y del Atlántico Sur, en invierno a causa del enfriamiento, suben unos 5° ubicándose entre los 25-30° de latitud sur, determinando que casi toda la superficie del país (excepto el extremo norte) queda sometida a condiciones de altas presiones. Entre esos dos centros se establece una especie de dique de altas presiones que actúa como freno para la entrada al país de los vientos provenientes del NE. Durante el verano se revierte la situación, el calentamiento del continente y del mar, produce la formación de un centro ciclónico (baja presión) en el centro norte del país, descendiendo simultáneamente los anticiclones del Océano Atlántico y del Pacífico a las latitudes 30-35°. Esto posibilita que los vientos húmedos del NE, provenientes del Atlántico y de Brasil, penetren al territorio en esa latitud. La Patagonia (Río Negro, Chubut, Santa Cruz, Tierra del Fuego), ubicados por debajo de los 40° de latitud sur queda permanentemente sometida a los vientos del oeste.

Distribución de tierras y mares: factor oceanidad

El efecto “oceanidad” actúa como un verdadero buffer, es decir moderador de la temperatura. Las propiedades físicas del agua relacionadas con la absorción y trasmisión del calor producen determinan que los veranos sean más frescos y los inviernos más cálidos, efecto que es más intenso en las localidades costeras.

Corrientes marinas

Sobre la costa chilena y cerca de la costa argentina corren de sur a norte dos corrientes marinas frías: Humboldt -de discutida acción en el país- y Malvinas, resultante de la derivación de la Gran Corriente Antártica que llega hasta el sur de Buenos Aires y choca con la corriente cálida de Brasil. La corriente de Brasil corre de norte a sur en el Océano Atlántico tropical sobre las costas de Brasil y Uruguay, llegando hasta el Río de La Plata y siguiendo la trayectoria del anticiclón semipermanente del Atlántico Sur.

Radiación solar en la Argentina

Radiación astronómica

En la Argentina, la variación de la radiación astronómica es muy notable en sentido latitudinal. En el norte del país, en La Quiaca, durante el solsticio de verano (21/12) es de $990 \text{ cal cm}^{-2} \text{ día}^{-1}$, mientras que en el solsticio de invierno es de $570 \text{ cal cm}^{-2} \text{ día}^{-1}$. En el sur del país, en Tierra del Fuego, la radiación es de $1035 \text{ cal cm}^{-2} \text{ día}^{-1}$ y $170 \text{ cal cm}^{-2} \text{ día}^{-1}$ en el solsticio de verano e invierno, respectivamente. Estos valores muestran también la mayor diferencia entre verano e invierno que se produce en el sur del país, dado que, en el norte, la radiación astronómica recibida en invierno es un 60% de la del verano mientras que, en el sur durante el invierno se recibe un 15% del valor alcanzado en el verano.

Heliofanía astronómica

En la localidad de La Quiaca, ubicada en el extremo norte del país, el día más largo ocurre el 21 de diciembre y tiene una duración de 13 h 30', mientras que el día más corto se registra seis meses más tarde, el 21 de junio, con 10 h 47', esto significa que en el transcurso de un año la duración del día sufre una oscilación de 2 h 43'. A medida que se avanza hacia el sur los días de verano se hacen cada vez más largos. En la ciudad de Buenos Aires la duración del día el 21 de diciembre es de 14 h 29' y la de Junio es de 9 h 51', siendo su variación anual de 4 h 38'. En el extremo sur del país, en Ushuaia, se observa una duración del día de 17 h 26' para el solsticio de verano y de 7h 07' en el invierno, siendo su variación anual de 10 h 19'. Sintetizando en el país, a partir del Solsticio de Verano (21/12), la duración del día aumenta notablemente del extremo norte al extremo sur, y en el solsticio de invierno (21/06) viceversa. No existe en el territorio argentino, incluyendo las dependencias Antárticas, lugares donde el día más largo dure 24 h, como en poblaciones del hemisferio Norte.

La **heliofanía efectiva** oscila entre 8 y 6 h con un máximo en la zona de cuyo por los cielos diáfanos y mínima en la selva tucumano-oranense y en los bosques andino-patagónicos lugares con elevados valores de precipitación anual. En términos generales, el país cuenta con una elevada cantidad de horas de luz efectivas.

Temperatura en la Argentina

Temperatura media anual

La temperatura media anual en la Argentina varía desde los 23 °C en el NO de Formosa en su límite con Paraguay, hasta los 5 °C en Ushuaia, esto evidencia la existencia de variación térmica, pero sin alejarse de los climas templados. No se registran en el país temperaturas medias anuales superiores a 25 °C, a diferencia de lo que ocurre en zonas ecuatoriales. Tampoco se observan valores inferiores a 5 °C, como se presentan en amplias regiones del hemisferio norte. Las isothermas anuales, en regiones casi llanas (Santa Fe, Entre Ríos, Buenos Aires, etc.), corren como paralelos terrestres, desde el este hacia el oeste, espaciadas entre sí apreciablemente, pero al llegar al macizo andino, sufren por efecto de la altura, una fuerte inflexión, dirigiéndose hacia el norte, y esto hace que se acerquen unas a otras.

Temperatura media del mes más cálido

Este elemento climático sufre una variación desde los 29 °C en la región limítrofe de Salta-Formosa, hasta los 10 °C en el extremo sur de Tierra del Fuego; en Buenos Aires alcanza a los 23,2 °C. El país no cuenta con regiones extremadamente cálidas durante el verano, prueba de ello es que ninguna provincia en el mes más caluroso sobrepasa los 30 °C y aún los 35 °C, como ocurre en Asia o África. Las temperaturas más elevadas se observan en la parte norte de Chaco, donde se halla una gran zona caliente que se extiende hasta los 30° lat. S. Superados los 35° lat. S se hace evidente la influencia marítima. Esta influencia modera la temperatura resultando en una menor variabilidad de sus isothermas en las zonas cercanas a la costa. En términos generales, las isothermas presentan una orientación NO-SE, que cambia a N-S en la Patagonia y en todo el noroeste argentino, como consecuencia de la influencia de la altura del terreno.

La suavidad de los veranos explica la falta de producción de ciertos cultivos en latitudes más australes del país, en contraposición a lo que ocurre en el hemisferio norte donde en una latitud equivalente a la de Carmen de Patagones se cultiva caña de azúcar. Asimismo, el olivo y el arroz a la latitud de Comodoro Rivadavia, el maíz y el tabaco a la latitud del Estrecho de Magallanes y el lino y el trigo a la latitud de las Islas Orcadas.

Temperatura media del mes más frío

Esta temperatura corresponde a la del mes de julio siendo de 17 °C en el norte de Formosa en el límite con Paraguay, hasta 1 °C en el extremo sur de

Santa Cruz. Igual a lo que ocurre con las medias del mes más cálido, no existen en el país temperaturas medias del mes de julio que sobrepasen los 18 °C y alcancen los 27 °C como en países tropicales o cercanos a ellos, o medias mensuales entre 0 °C y -50 °C, como sucede en América del Norte, Europa y Asia. Sin considerar las zonas más elevadas, se puede concluir afirmando que el invierno del territorio argentino es suave, lo que permite la cría de ganado a campo. Por otra parte, si bien existe en nuestro país regiones productivas muy importantes de frutas criófilas, esta suavidad en los inviernos limita a otras regiones que podrían tener posibilidades, sólo en especies de altos requerimientos, como las pomoideas y prunoideas (manzano, pera, algunas variedades de duraznero).

Temperatura mínima extrema

Los valores extremos se extienden desde -1 °C en el N-E, hasta los -33 °C en Colonia Sarmiento (Chubut). En Buenos Aires el valor extremo corresponde a -5 °C. Hacia el sur las extremas suelen ser más suaves que las registradas en algunas localidades ubicadas más al norte, por el efecto oceanidad y la altura, como ocurre en La Quiaca, donde se registraron mínimas extremas de -18 °C a una altura sobre el nivel del mar de 3461 m.

Amplitud anual de la temperatura

De la caracterización de la temperatura del aire, este aspecto es tal vez el más relacionado con la determinación de las modalidades productivas de un país. La menor amplitud registrada se encuentra en el extremo sur del territorio, con un valor de 7 °C, los valores generales del país oscilan entre 10 °C y 15 °C. Siempre comparando con el otro hemisferio, se puede decir que la amplitud térmica en la Argentina es moderada. Los registros más altos, se encuentran en el sur de Mendoza y San Luis, oeste de La Pampa, noroeste de Río Negro, y noreste de Neuquén, cuyas amplitudes oscilan entre 17 y 18 °C, no hallando valores superiores a los 20 °C de amplitud térmica anual, muy frecuente en el hemisferio norte. Asimismo, no existen amplitudes menores a los 6 °C como en las zonas tropicales. Esta caracterización determina la suavidad del clima argentino, en el curso del año y, en consecuencia, se cuenta con recursos forrajeros tanto en invierno como en verano en grandes regiones del territorio.

Variación diaria de la temperatura

La amplitud térmica diaria aumenta con la altitud del terreno y con la continentalidad, pero disminuye con la latitud geográfica, a partir de los 30° S. Disminuye en las zonas costeras o con influencia marítima y también por influencia de sistemas serranos como el tucumano-oranense. El aumento de

la amplitud diaria en el noroeste argentino se debe al efecto combinado de la continentalidad y la altitud.

Presión atmosférica y vientos en la Argentina

La circulación atmosférica hacia el sur de nuestro continente está controlada por la distribución de la presión atmosférica media al nivel del mar. Se pueden identificar dos anticlones semipermanentes o células de alta presión ubicados aproximadamente a 30° S, a ambos lados del continente, ubicados sobre los océanos: Anticiclón del Pacífico y Anticiclón del Atlántico.

En invierno a causa del enfriamiento, las fajas suben unos 5° ubicándose entre los 25-30° S, determinando que casi toda la superficie del país (excepto el extremo norte) queda sometido a condiciones de altas presiones. Entre esos dos centros se establece una especie de dique de altas presiones a manera de freno para la entrada al país de los vientos provenientes del NE.

Durante el verano se revierte la situación, el calentamiento del continente produce la formación de un centro ciclónico en el centro norte del país (NO de la Argentina y S de Bolivia), conocido como depresión del Noroeste Argentino (DNOA), muy intenso en verano y prácticamente inexistente en invierno, dado que está asociado al calentamiento de la superficie. A su vez, el calentamiento del mar genera el descenso simultáneo de los anticlones del Océano Atlántico y del Pacífico a las latitudes 30-35°. Esto posibilita que los vientos húmedos del NE, provenientes del Atlántico y del Brasil, penetren al territorio en esa latitud, desplazándose hacia el sur, hasta una zona de transición ubicada aproximadamente a lo largo de los ríos Colorado y Negro. En invierno vuelve a retirarse al norte y en esta franja predominan los vientos del oeste.

Al sur, entre los 40° y 60°S, predominan los vientos del oeste durante todo el año. Esto se debe al descenso de altura de los Andes, lo que hace notar la influencia del anticiclón del Pacífico sur en Argentina. Sobre toda la Patagonia predominan los vientos del oeste, caracterizados por su intensidad y persistencia.

Precipitaciones en la Argentina

En la Argentina, como consecuencia de la presión atmosférica y la circulación, las precipitaciones disminuyen desde Misiones hacia el sur oeste, en forma gradual que va desde los 2000 mm hasta los 250-300 mm en la región de Cuyo.

Al sur de los 40° S las precipitaciones son provocadas por los vientos del Pacífico, lo que explica la disminución oeste-este en el valor de las isoyetas. Los vientos descargan su humedad en los Andes patagónico-fueguinos y llegan prácticamente secos a la meseta patagónica. Los vientos provenientes del oeste en esas latitudes entran como vientos secos, la humedad que traían desde el Pacífico al chocar con la cordillera se ven obligados a ascender y se produce un efecto Föehn, descargando la precipitación en Chile y como nieve en la cordillera. Las corrientes de aire que pasan al país lo hacen a una altura de 5.000 metros donde ya no existe humedad en la atmósfera, el agua que precipita está contenida por debajo de los 4.000 metros. En la Patagonia, la ausencia de precipitaciones está determinada por la cordillera de los Andes y, al igual que lo explicado anteriormente, las lluvias quedan en el lado chileno, sólo en los valles transversales es posible la entrada de vientos que provocan algunas precipitaciones, ubicando las más intensas en la precordillera con un centro máximo durante el invierno (San Carlos de Bariloche). Sobre la costa, las precipitaciones vuelven a aumentar muy levemente, como consecuencia de su cercanía con el océano Atlántico.

Solo el este de Argentina presenta lluvias copiosas de origen atlántico. Entre los dos centros de máxima precipitación, en el centro-norte y noreste del territorio y suroeste, en los Andes patagónico-fueguinos, se extiende una diagonal árida que atraviesa Argentina en dirección noroeste-sureste y ocupa dos terceras partes del territorio nacional, caracterizada por el desarrollo de desiertos y estepas.

Entre 30° S y 40° S, la precipitación disminuye muy abruptamente desde la cordillera hacia el centro del país, aumentando suavemente hacia la costa atlántica.

Las regiones más lluviosas de Argentina son:

- Cordillera patagónica, entre los 40° S y 45° S (aun situada a sotavento de los vientos del oeste); aquí se han llegado a registrar lluvias anuales de hasta 3.500 mm aproximadamente, en la región del lago Frías, Río Negro.
- Selva tucumano-oranense, donde se han registrado valores de hasta 2.000 mm anuales.

- Noreste de las provincias de Corrientes y Misiones, pero especialmente en las sierras de esta última, donde pueden superar los 2.000 mm en el año.

Las regiones más secas se localizan:

- Desierto de Atacama (en el límite con Chile), y hacia el sur, a través de Catamarca y La Rioja, hasta San Juan, donde la precipitación anual es inferior a 100 mm y algunos años casi no se registran lluvias (apenas 1 o 2 mm). En esta región se ha registrado el menor valor de precipitación en un año: 0,4 mm, en La Casualidad, provincia de Salta.
- Sobre los picos principales de los Andes. La precipitación se incrementa abruptamente al sur de los 33° y, al mismo tiempo, disminuye hacia el este. De esta manera, la diagonal árida se desplaza progresivamente hacia el este y, en el sur del país, domina completamente la Patagonia. Las precipitaciones presentan máximos de entre 100 mm y 200 mm al año.

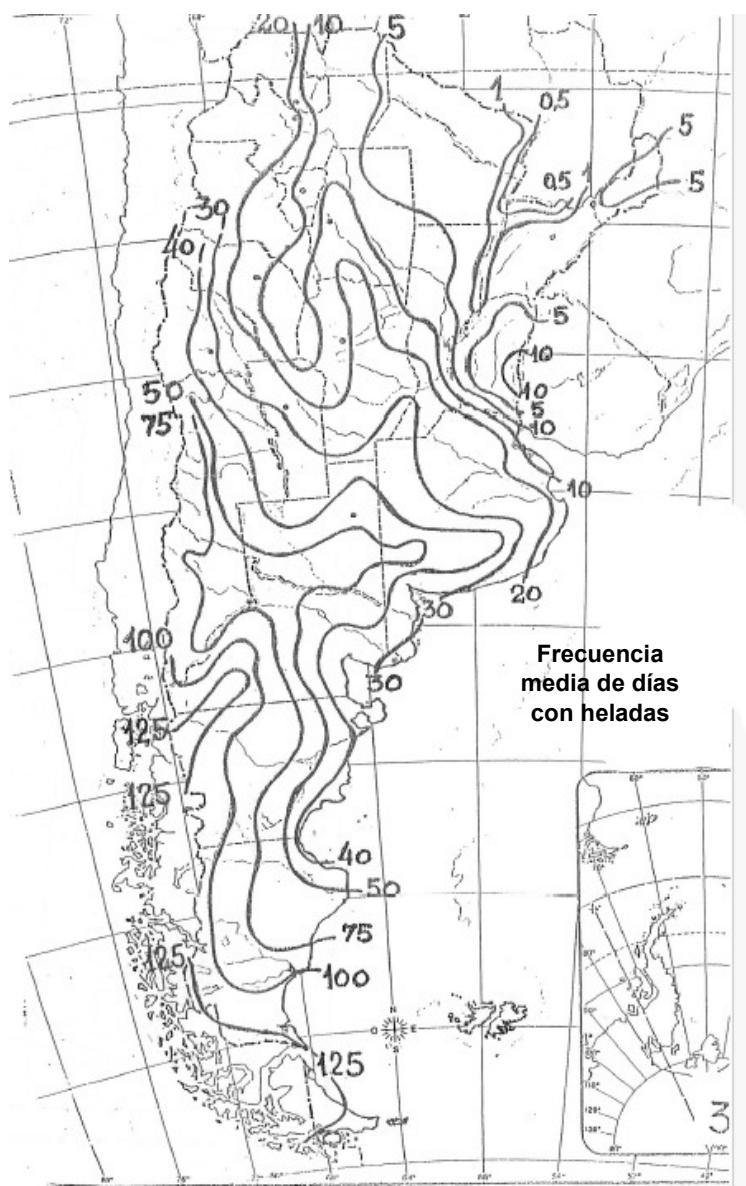
Heladas en la Argentina

Período libre de heladas

En la Argentina no existe ninguna región netamente libre de heladas invernales, lo que imposibilita el cultivo de árboles muy sensibles al frío, tales como el caucho o el cacao. Por el mismo motivo, es importante en todo estudio económico de factibilidad de producción forestal de algunas especies más sensibles; realizar el cálculo del ICK, para determinar el riesgo de peligrosidad por heladas invernales en especies perennes y/o anuales.

Las localidades más privilegiadas acusan un período medio libre de heladas de alrededor de 350 días. Entre ellas están: Ledesma (Jujuy), Formosa, Posadas (Misiones) y las localidades correntinas de Bella Vista, Goya y Paso de los Libres. En términos generales, este período se va reduciendo con el aumento de la latitud geográfica y de la altura, de manera que en algunas localidades patagónicas vecinas a la cordillera de los Andes (actúan además factores locales) el período libre de heladas es apenas de uno o dos meses, así ocurre en Junín de los Andes (Neuquén), y en Esquel (Chubut), con la consiguiente desventaja para la agricultura. El período medio libre de heladas es singularmente elevado en Carmen de Patagones, considerando su gran latitud. Este se prolonga a lo largo de nueve meses y medio (285 días), igual que en Villaguay, ciudad situada en el centro de Entre Ríos, 1000 km más cerca del Ecuador. En la ciudad de Buenos Aires para una serie de 33 años el

período libre de heladas fue de 189 días. Las primeras heladas pueden registrarse ya a fines de abril, como caso extremo.



Heladas tardías

En la Argentina los daños más importantes son los provocados por las heladas tardías, que al tomar a los cultivos brotando (vid, nogal, papa) o floreciendo (damasco, duraznero), anulan o reducen notablemente la cosecha del año.

Las heladas tardías en algunas oportunidades afectan al norte del país. En Tucumán, por ejemplo, merman el valor sacarino de la caña de azúcar, reducen o malogran la cosecha de hortalizas de verano, de producción tardía

o aún invernal, tales como tomate, berenjena, pepino y poroto. También afectan o matan las jóvenes plantas de cultivos de siembra primaveral como el algodón. En términos generales a partir del extremo NE de Formosa hacia el sur o hacia el oeste, las últimas heladas se presentan cada vez más tardías. En el extremo sur como Ushuaia, Santa Cruz, o en localidades altas del oeste, como Malargüe (Mendoza a 1418 msnm), aún puede helar hasta mediados o fines de enero. Las zonas menos expuestas a las heladas son las provincias de Corrientes, Formosa, Misiones, Chaco y Salta; donde pueden ocurrir, a más tardar, en el mes de agosto.

Gran parte de las regiones cerealeras y frutivitivinícolas están afectadas con relativa frecuencia por heladas en plena primavera (octubre, noviembre), lo que presenta una de las adversidades más importantes de la agricultura nacional, porque estas heladas tardías pueden ir precedidas de días calurosos. En la ciudad de Buenos Aires, puede helar aún en los primeros días del mes de noviembre. La pérdida económica ocasionada por este tipo de heladas es importante en la zona del Alto Valle del Río Negro.

Cabe señalar que la región de Carmen de Patagones - Viedma, como resultado principalmente de su forma aproximada de península, no acusa casi heladas tardías, muy pocas tempranas, las invernales son suaves y el número de horas de frío (horas con temperaturas de 7 °C o menos) elevado. Todas las condiciones que preceden, unidas a un verano moderadamente seco, luminoso y cálido, hacen de la región la única del país dotada de un clima bastante semejante al que impera en muchas localidades de la cuenca del mar Mediterráneo. Como consecuencia de ello, es factible el cultivo exitoso de frutales que producen con dificultad o irregularidad en gran parte de la Argentina, tales como almendro, damasco, nogal, avellano, castaño y algarrobo europeo. También la región es propicia para obtener papa y otras hortalizas de producción temprana, aspecto éste de suma importancia económica.

Heladas tempranas

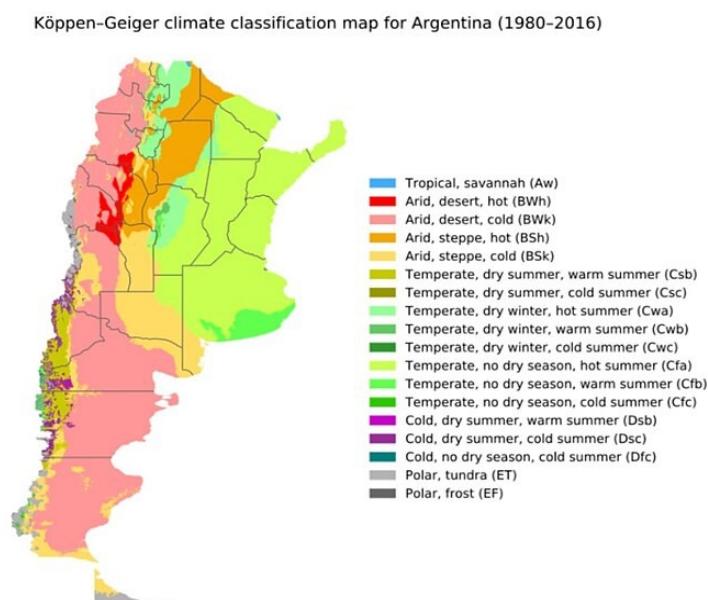
Las heladas tempranas malogran la calidad industrial de cultivos como la caña de azúcar y de ciertos frutos como las olivas. Asimismo, merman el rendimiento en la cosecha de algodón al producir la muerte prematura de estas plantas que fructifican escalonadamente. En casos extremos, las heladas tempranas pueden presentarse en los primeros días de febrero. Así ocurre en la zona austral de la Patagonia, en Colonia Las Heras (Santa Cruz). Asimismo, y en este caso, por efecto de la gran altura, La Quiaca, ubicada en el extremo norte de la Argentina, acusa la misma particularidad. Como caso totalmente opuesto a los que preceden, en la localidad de Formosa, las primeras heladas ocurren muy tarde, a fines de junio.

En la región pampeana, considerando el período 1964-1993, las fechas medias de primera helada oscilan entre el 20 de abril en Pigüé y el 19 de junio en Reconquista con un 100% y 63% de años de ocurrencia, respectivamente; mientras que las de última helada van desde el 10 de agosto en Reconquista hasta el 21 de octubre en Pigüé, con idénticos porcentajes de ocurrencia; resultando un período medio con heladas que oscila entre 53 días en Reconquista y 185 días en Pigüé. En los últimos 10 años, se observó una disminución del período con heladas en casi toda la región, y únicamente en el sur de la provincia de Buenos Aires un aumento. En general, la fecha de primera helada tuvo mayor corrimiento que la fecha de última, generando un corrimiento del período con heladas hacia la primavera.

Ubicación del clima argentino en las clasificaciones climáticas mundiales

La Argentina presenta unos 9 a 10 tipos de climas del total de 32 definidos por la clasificación de Thornthwaite (31%), y un 15% de los 11 tipos climáticos que surgen de la clasificación de Köppen (Figura 90).

La clasificación de De Martore se basa en los regímenes de temperatura y precipitación, logrando 32 tipos de climas de los cuales en la Argentina se encuentran representados 8 tipos: Sudanense, Senegalense, Chino, Colombiano (25%), Ucraniano, Sahariano, Noruego, Patagónico.



Fuente: Beck, H.E.; Zimmermann, N.E.; McVicar, T.R.; Vergopolan, N.; Berg, A. y Wood, E.F. 2023. [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Koppen-Geiger_Map阿根庭.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Koppen-Geiger_Map_ARG_present.jpg)

Figura 90. Tipos climáticos presentes en la Argentina según Clasificación climática de Köppen

APTITUD DEL CLIMA ARGENTINO PARA LOS DISTINTOS CULTIVOS Y RAZAS GANADERAS

Regiones Forestales

Hay dos formas de explotación de árboles, una es en forma natural y otra es por la plantación. Según las exigencias bioclimáticas de cada especie, adecuándolas en cada región de producción que se pretenda expandir, se puede hacer la siguiente clasificación (Figura 91):

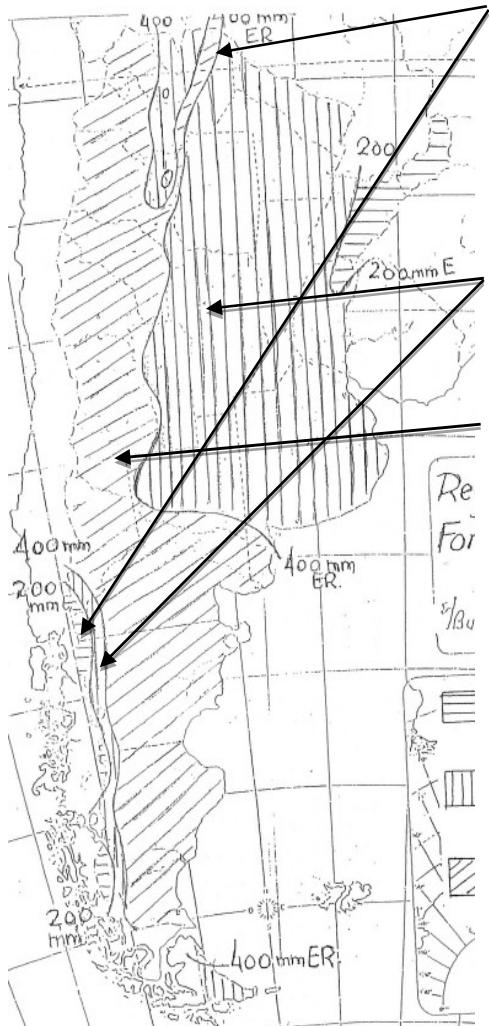


Figura 91. Regiones forestales

Forestales higrófilos naturales: las condiciones, son: 400 mm de ETP, que sería el límite para la tundra, por otra parte, la ER no debe superar ese valor, ya que los árboles toman aspecto de arbustos. En cuanto al exceso de agua, esta debe exceder los 200 mm anuales.

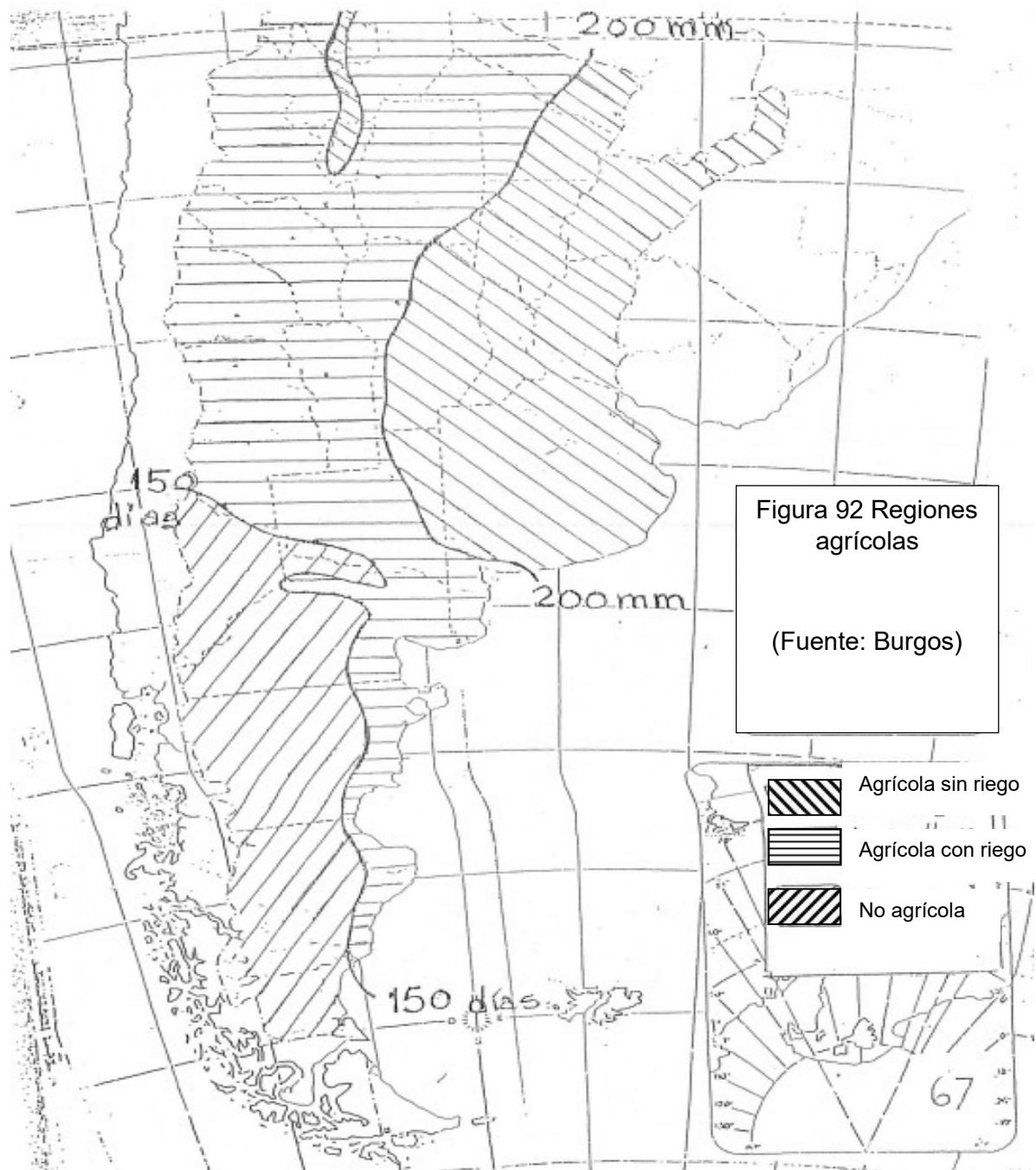
Forestales higrófilos con riego o xerófilos sin riego: en estas regiones se cumplen las condiciones anteriores en cuanto a ETP y ER, pero el exceso es menor a 200 mm.

Forestales higrófilos y xerófilos con riego: en estas regiones la ETP es superior a los 400 mm, por lo que es necesario suplementar con riego.

Regiones agrícolas

Para la definición de regiones agrícolas, la condición límite se debe a una problemática térmica. Los límites corresponden al período libre de heladas, con más de 150 días de duración y con una ETP menor a 500 mm (Figura 92), definiéndose:

1. Agricultura sin riego: deficiencia anual menor a 200 mm
2. Agricultura con riego: deficiencia anual mayor a los 200 mm



Regiones ganaderas

La isoterma de 26 °C se utiliza para delimitar las regiones del país aptas para la cría de ganado europeo (climáticamente corresponde a la isoterma de 26 °C del mes de enero). La región del país donde el valor de la isoterma de enero es superior a 26 °C no es apta para la producción de estas razas, siéndolo para la cría de ganado asiático o hindú, debido a su mayor tolerancia al calor y a que los mecanismos de termorregulación son lo suficientemente eficaces hasta los 32 °C. Inclusive, el ascenso térmico que experimentan es poco pronunciado hasta los 38 °C. La isoterma de 5 °C (representada climáticamente por la isoterma de 5 °C del mes de julio) representa el límite entre la ganadería (templada) a campo y con estabulación (en establos).

Puede hacerse una zonificación o subdelimitación en las regiones ganaderas según el tipo de pastoreo, con valores climáticos que tengan una acción indirecta sobre el ganado, por su alimentación.

Para esto son utilizables los índices hidrológicos propuestos por Thornthwaite: índice hídrico, índice de aridez e índice de exceso, los que permiten evaluar la calidad y cantidad de pasturas naturales, como así también su desarrollo a lo largo del año.

Si se aplican estos índices para la Argentina y regiones de la misma latitud, los límites serían los siguientes:

Índice hídrico 0 a 20: regiones ideales

Índice hídrico de 20 a 40 o superiores a 40: se observan deficiencias. El pastoreo será abundante en todas ellas, pero malo en calidad en las superiores a 20 y 40, pues en estos casos se dispondría de pastoreos hipocalcémicos.

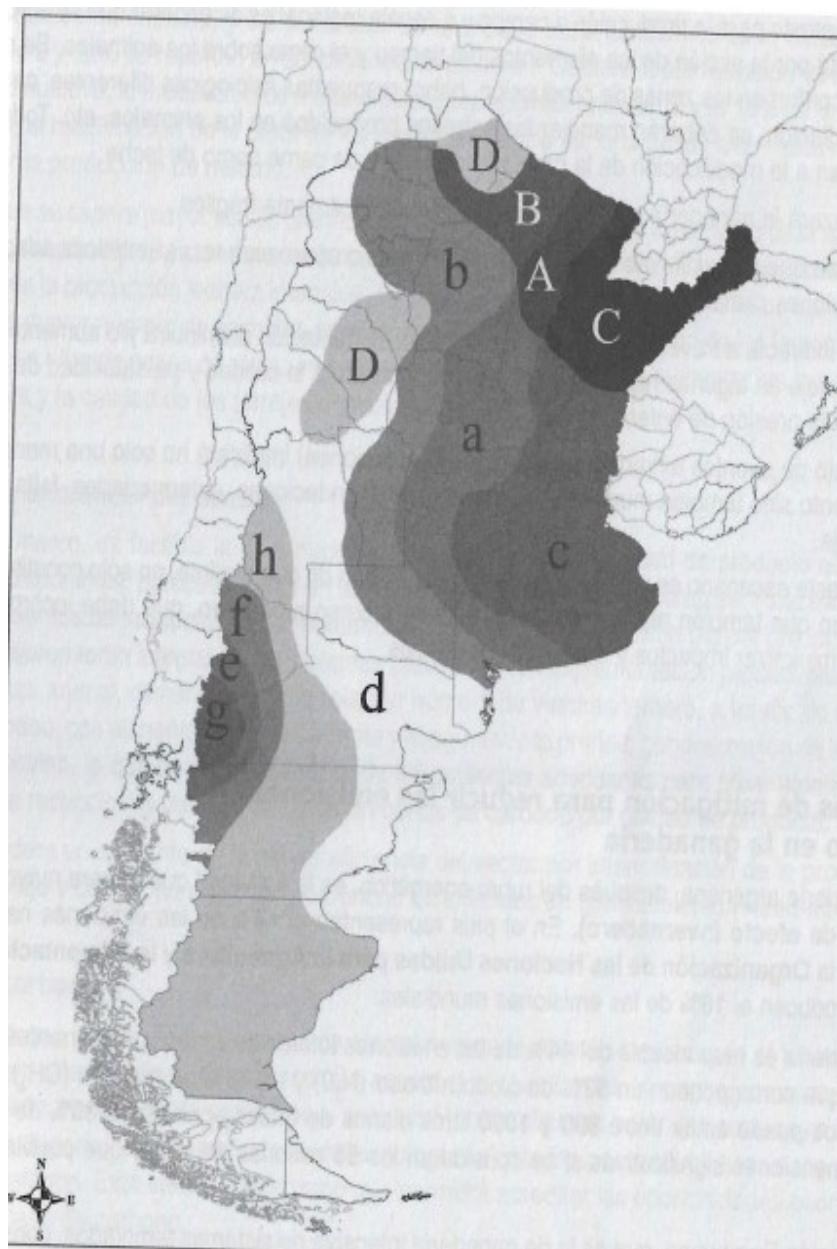
Índice hídrico de 0 a -20: pastoreos normales, pero deberían complementarse con fertilización

Índice hídrico de -20 a -40 o más: regiones carentes de pastoreo donde casi todo el año deberá darse alimento suplementario al ganado (Figura 93).

Bibliografía

Castillo, F.E.; Castellvi Sentis, F. 1996. Clasificaciones climáticas. En: Agrometeorología. Pp. 2749-315. Ediciones Mundi-Prensa.

Pascale, A.J.; Damario, E.A. 2011. XVII Clasificaciones agroclimáticas. En: Agrometeorología. Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (eds.). Editorial Facultad de Agronomía. UBA. Pp: 295-312.



I. Ganado tropical		>26 °C
Temperatura media del mes más cálido (enero)		
A.	Pastoreos normales a campo	IH 0 a +20
B.	Pastoreos normales con henificación por sequía	IH 0 a -20
C.	Pastoreos deficitarios en Ca y P	IH > +20
D.	Pastoreos de suelos áridos y salinos (riego o alimentación complementaria)	IH < -20
II. Ganado mayor de clima templado sin estabulación		
Temperatura media del mes más cálido (enero)		< 26°C
Temperatura media del mes más frío (julio)		> 26°C
a)	Pastoreos normales sin henificación	IH 0 a +20
b)	Pastoreos normales con henificación por sequía ocasional	IH 0 a -20
c)	Pastoreos deficitarios en Ca y P	IH > +20
d)	Pastoreos de suelos áridos y salinos (riego y/o alimentación complementarios)	IH < -20
III. Ganado mayor de clima templado con estabulación		
Temperatura media del mes más cálido (enero)		< 26°C
Temperatura media del mes más frío (julio)		< 5°C
e)	Pastoreos normales sin henificación por frío. Ración complementaria	IH 0 a +20
f)	Pastoreos normales con henificación por frío o sequía ocasional	IH 0 a -20
g)	Pastoreos deficitarios en Ca y P con henificación por frío y ración suplementaria	IH > +20
h)	Pastoreos de suelos áridos y salinos. Riego. Henificación por frío y sequía. Ración complementaria	IH < -20

Fuente: Valtorta, S.E.; Spescha, L. Tiempo, clima y ganadería. En: En. Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (Eds.). Agrometeorología. Ed. Facultad de Agronomía. UBA. pp: 385-407.

Figura 93. Regiones ganaderas clasificadas según el índice hídrico (IH) de Thornthwaite (1948)

FENOLOGIA AGRÍCOLA

La periodicidad de los elementos climáticos (temperatura, precipitación, radiación, etc.) trae como consecuencia una periodicidad análoga en la vida orgánica. La **fenología o fenomenología**, es una rama de la Ecología que estudia los fenómenos periódicos de los seres vivos. Según su área de estudio puede hablarse de Fitofenología o de Zoofenología, y cuando se refiere a especies de interés agrícola: Fito y Zoofenología Agrícolas.

Durante su ciclo evolutivo, a partir del nacimiento hasta su muerte en las plantas anuales, o desde la brotación hasta la maduración del fruto o semilla en las perennes, el vegetal sufre continuos procesos de crecimiento y desarrollo.

El **crecimiento** de la planta se define, como el de cualquier otro organismo, como un incremento irreversible de tamaño, generalmente unido, aunque no de un modo necesario, a un incremento del peso sólido o seco y del volumen. El crecimiento es un proceso cuantitativo relacionado con el aumento en masa del organismo.

El **desarrollo** lo constituyen los cambios en la forma, el grado de diferenciación y el estado de complejidad alcanzados por el organismo, cambios que son de tipo cualitativo.

En este sentido, la Fenología puede ser tratada desde los puntos de vista cualitativo y cuantitativo. La fenología cualitativa se refiere a la observación de las variaciones aparentes en el desarrollo vital de los seres vivientes, fenofases vegetales o animales comprendiendo la: aparición, transformación o desaparición de órganos (brotación, floración, fructificación, defoliación, nacimiento, celo, cambio de plumaje). La fenología cuantitativa o fenométrica busca precisar la influencia de los factores externos sobre el crecimiento y desarrollo de las plantas o animales mediante medidas expresadas cuantitativamente (volumen y peso de frutos, número de espigas, porcentajes de azúcares, rendimiento, ganancia de peso).

Aplicaciones de la fenología

Los estudios fenológicos y fenométricos constituyen una fuente documental biológica indispensable para interpretar la respuesta de las plantas y/o animales al complejo climático del lugar de observación, base importante en la determinación de los requerimientos climáticos naturales de las especies. Asimismo, es posible determinar nuevas clasificaciones agroclimáticas, rendimiento de cultivos, localización de especies, pronósticos de floración y cosecha, formular programas de protección para fenómenos adversos para la

agricultura, entre otras aplicaciones. De esta manera, las múltiples aplicaciones de la fenología pueden detallarse en:

- Investigación biometeorológica de cultivos: a través de la observación de los cambios de apariencia que ocurren en un cultivo (observación de fases), ayuda al conocimiento de las exigencias y tolerancias de las especies desde el punto de vista meteorológico.
- Conocimiento climatológico: la realización de observaciones fenológicas sobre la vegetación natural realizada a través de los años en diversos lugares, y analizada en función de datos meteorológicos, sirve para realizar caracterizaciones climatológicas regionales. También puede utilizarse para conocer el clima de épocas anteriores, por ejemplo, si no se disponen de registros meteorológicos, pero se cuenta con información sobre la fenología de especies representativas del lugar, conociendo sus requerimientos pueden inferirse las condiciones climáticas. La fenología permite también la delimitación de las estaciones del año en función del comportamiento de los seres vivos, pudiendo diferir de las delimitaciones astronómicas (por fechas).
- Actividad forestal: las observaciones realizadas sobre especies forestales autóctonas o exóticas, aisladas o en comunidad, son útiles para el ordenamiento y planificación de la explotación forestal, tanto en bosques naturales como implantados. Permite, por ejemplo, planificar épocas de recolección de semillas, realización de tareas como podas o tratamientos fitosanitarios, fijar periodos de peligro de incendio, diseñar cortinas forestales.
- Pasturas y forrajeras: conocer el ciclo fenológico de las especies forrajeras permite planificar el pastoreo o descanso, así como aprovecharlas en los momentos de máxima oferta nutricional.
- Fruticultura: permite seleccionar los mejores cultivares según su adaptabilidad a la climatología del lugar y en especies autoestériles (que no se autofecundan) o de floración diferenciada, se debe recurrir a otras variedades para que actúen de polinizadores. La fenología informa acerca de las fechas de floración de ambas variedades, las que deben coincidir a fin de que el polen pueda polinizar en el momento en que las flores estén receptivas.
- Tratamientos fitosanitarios: el registro de las fechas de aparición y evolución de insectos plagas y sus enemigos naturales, así como la fase del cultivo en que se produce, permite programar tratamientos preventivos y de control de un modo racional, más compatible con el manejo integrado de plagas y enfermedades.

- Apicultura: conocer las épocas de floración de especies melíferas permite organizar el trabajo en la apicultura, prever la calidad de la miel a producir y planificar la alimentación suplementaria de las abejas en épocas de escasez de flores.
- Paisajismo: conocer época de brotación, floración, etc. de las diversas especies utilizadas en parques y jardines ayuda a su planificación y diseño.
- Aplicaciones médicas: la información sobre floración o aparición de órganos alergógenos de ciertas plantas es útil para el diagnóstico y prescripción a pacientes con problemas de alergias.

Observación fenológica

Consiste en el reconocimiento sistemático individual o global de los fenómenos periódicos de los vegetales y el registro de las fechas en que se producen a lo largo del año. Para una mejor comprensión de la fenológica y de la observación fenológica, deben conocerse algunos conceptos que se definen a continuación:

- **Fase fitofenológica:** es la aparición, transformación o desaparición de órganos en las plantas. Las fases pueden clasificarse como: visibles (floración) u ocultas (germinación). Asimismo, se las puede clasificar como vegetativas (brotación) o reproductivas (floración). *La fase se asocia a un cambio en las necesidades o exigencias²³ del vegetal.*
- **Momento de fase:** estados o situaciones representativas dentro de cada fase. Pueden identificarse los siguientes momentos: comienzo de fase (C), plenitud de fase (P), fin de fase (F). La etapa comprendida entre dos momentos de una misma fase se denomina *sub-momento*.
- **Duración de fase:** cantidad de tiempo comprendido entre comienzo y fin de la fase, expresada comúnmente en número de días.
- **Energía de fase:** fuerza, velocidad o vigor con que se produce una fase, en relación con el tiempo promedio (días entre comienzo y fin de fase). Una fase se produce con vigor cuando su duración efectiva es menor a su duración promedio. Es un indicador de la forma en que la planta ha satisfecho sus necesidades bioclimáticas. Cuantos menos días transcurran,

²³ Necesidad, requerimiento o exigencia: calidad o magnitud de un elemento o conjunto de elementos meteorológicos, indispensables para que el cultivo pueda cumplir adecuadamente su ciclo.

la planta habrá integrado más adecuadamente los elementos meteorológicos hasta ese momento.

- **Subperiodos fenológicos:** lapso transcurrido entre una fase y otra. *Durante el subperiodo, las necesidades o exigencias meteorológicas del vegetal se mantienen invariables.*

Especies a observar

Las especies a observar deben ser bien conocidas y de amplia difusión, que presentan fases vegetativas de fácil observación, deben responder a un interés económico o científico o a un objetivo particular y deben cumplir su ciclo vital completo en el lugar de observación. El grupo de plantas destinado a la observación puede estar integrado por especies anuales o perennes (frutales y forestales), autóctonas o exóticas, cultivadas o silvestres (que pueden ser hierbas, arbustos o árboles).

Cada país tiene su propia lista de plantas a observar, pero se deben utilizar preferentemente plantas de amplia difusión, cosmopolitas, para poder seguir el comportamiento de ellas a través de distintos lugares, llegándose a tener estaciones fenológicas distribuidas en todos los países dispuestos a colaborar en observaciones fenológicas internacionales. Así se llegó al concepto actualmente concretado en el jardín y huerto fenológico internacional. Estos huertos fenológicos internacionales tienen por finalidad la comparación de los datos fenológicos obtenidos en distintos países, mediante la utilización del mismo material de observación. Estas observaciones sirven como puntos de triangulación a cuyos valores fenológicos son referidos los de otras especies observadas localmente y por medio de ellos a las de los otros países.

Lugar e instante de observación

Para dar unidad a las observaciones, éstas deben realizarse sobre plantas instaladas en lugares representativos de la producción (huertas, chacras, establecimientos agrícolas), sometidos a las tareas culturales normales en el lugar. Es conveniente integrar cada lugar de observación a una red de fenoestaciones (o estaciones fenológicas) cuyos componentes no deberían estar separados entre sí más de 50-100 km² en terreno llano, disminuyendo esa distancia en la medida que el terreno se vuelva accidentado, pues una diferencia de 100 m de altura puede representar una variación fenológica de 100 km o más de distancia horizontal. La cantidad de puntos de observación deberá ser la mayor posible, lo que dependerá del número de observadores. Muchos países han desarrollado y mantienen redes de observación fenológica, dependiente en su mayor parte de los servicios meteorológicos. Agricultores, ganaderos, forestadores, viveristas, floricultores, horticultores, etc. pueden

contribuir como observadores fenológicos, informando sobre algunas o varias especies o cultivos comunes en su zona.

El instante de la observación debe ajustarse al tipo de estudio al que se aplicará el dato. Puede ser diario, cada dos o tres días, espaciándose más en la medida que tarden en aparecer las fases, no debiendo ser superior a una semana. La hora de observación es preferiblemente durante la mañana, después de las 10 y hasta las 13 horas.

Registro, recepción y cómputo de los datos

La Fenología registra **la fecha** en que se producen las fases. La anotación de la fecha en que se presenta una determinada fase es denominada **Fenodata**. Al cabo de un período más o menos largo (varios años de observaciones) se puede calcular un promedio de estas fenodatas, determinando la fecha media en que se produce tal reacción. Así, para cada lugar de observación se calculan las fenodatas medias normales, su desviación típica, etc. Para efectuar estos cálculos, cada fecha es reemplazada por el correspondiente día juliano, y una vez obtenido el valor buscado se lo vuelve a expresar en una fecha.

La representación de esta información se representa a través del trazado de una isolínea, de igual modo que las isotermas, isobaras o isohietas. En fenología estas isolíneas se denominan **isófanas**. A la fase de la floración se la denomina isoante, es decir que la **isoante** es la isófana de la floración

Comparando el comportamiento de los vegetales en distintos lugares mediante dichas fenodatas, es posible llegar a tener una idea cabal acerca del microclima del lugar. La fenología del clima de un lugar indica las características que lo distinguen de otros. La fenología es una auxiliar eficaz en los estudios climáticos.

Es preciso señalar que si bien para la obtención de un valor medio meteorológico, denominado normal, es preciso disponer de datos correspondientes a 30 años de observaciones según lo acordado en convención internacional, para tener un valor medio en fenología basta con 5 años para lograr un valor aceptable y con 10 años se puede considerar que el mismo es real o normal; eso se debe a que el vegetal no reacciona ante un solo fenómeno meteorológico sino ante todo un complejo ambiental que tiene menores variaciones que un elemento en particular.

Los informes fenológicos pueden referirse a períodos que pueden abarcar un año o 6 meses, una semana o ser de interés inmediato.

Con estos valores medios, y con los datos de cada año, se confeccionan los Boletines o Anuarios Fenológicos. En ellos se consigna la nómina de especies observadas y las fechas correspondientes a sus distintas fases y se construyen representaciones gráficas para destacar el adelanto o atraso de las fases durante el año considerado, en relación con el valor medio obtenido a través de varios años de observación. Por convención se ha establecido que las isófanas deben trazarse cada 10 días, en fechas fijas correspondientes a los días 1, 11, 12 de cada mes. Así, en forma inmediata se advierte que los valores fenológicos medios unen puntos poco dispersos, es decir, dan una línea más bien suavizada, en tanto que los valores medios anuales presentan variaciones tanto más pronunciadas cuanto más irregular haya sido el año de observación.

Todas las fases sufren atrasos y adelantos en relación con el valor promedio de varios años. Es muy raro que la fecha media anual de una fase coincida con la fecha media de gran número de años.

Todo valor anual que se aparte del valor medio correspondiente a esa fase, constituye una **anomalía fenológica**, que puede ser positiva cuando se trata de un adelanto de la fase o negativa cuando se atrasa. Volcando sobre mapas estas anomalías se puede trazar isolíneas, denominadas isófanas anómalas: las superficies abarcadas por anomalías positivas configuran una **Expresión** y las abarcadas por las negativas una **Depresión**.

Estos boletines también permiten deducir la situación meteorológica predominante de acuerdo con el comportamiento fenológico durante ese año.

Las fechas de ocurrencia de determinadas fases pueden trazarse sobre mapas, trazando las correspondientes isófanas e isoantes. Esta representación constituye las cartas fenológicas, y resultan útiles para la planificación de diferentes tareas como: implantación de un cultivo sobre la base de la experiencia local, efectuar tratamientos fitosanitarios según el estado fenológico en que se encuentra el vegetal, época de cosecha. También ayuda al apicultor en el conocimiento de la flora melífera de la región. En medicina para el conocimiento de la época de floración de especies alergógenas.

La información fenológica puede también utilizarse para la elaboración de espectros fenológicos que muestran de manera simultánea el comportamiento fenológico de varias especies de un lugar o secuencias fenológicas en las que distintas especies o variedades de una especie de un lugar se ordenan según fecha de ocurrencia de una a varias fases.

A partir de datos fenológicos medios de una región se pueden deducirse los de regiones sin observaciones mediante la aplicación de la **Ley bioclimática de Hopkins**, que dice: "En la zona templada del hemisferio norte, las fases sufren

un atraso en primavera, de 4 días por cada grado de latitud que se avanza hacia el norte, por cada 5 de longitud hacia el este y cada 100-120 m de altura". Esta ley tiene aplicación en el hemisferio norte, donde existe regularidad en los procesos meteorológicos y fenológicos. En el hemisferio sur solo da resultados aproximados.

Correlaciones fenológicas

Existe una correlación evidente entre un proceso fenológico y otro. Esto es muy importante pues a partir de un proceso fenológico se puede indicar la aparición de otro al cabo de cierto número de días, lo que resulta útil para el pronóstico acerca de la aparición de enfermedades y plagas que afectan a los cultivos. Estas correlaciones son muy usadas en el hemisferio Norte. En Francia, por ejemplo, la antracnosis ataca al sicomoro (*Ficus sicomorus*) 7 u 8 días antes que aparezca el mildew de la vid (ambas son enfermedades criptogámicas). Este conocimiento permite preparar los equipos para combatir el mildew con cierta anticipación. En Holanda, la floración de falso castaño (*Aesculus hippocastanum*) se produce 10 días antes que la floración del peral y 14 días antes que la del manzano. En Alemania, 8 días después de producida la floración del diente de león (*Taraxacum officinalis*) se advierte la presencia del escarabajo de la papa.

Intercepción fenológica

Cuando la sucesión de los fenómenos periódicos de los seres vivos sufre una alteración, se produce una intercepción fenológica. Pueden observarse:

Intercepción fenológica en una misma especie: lo normal para una especie dada es que una determinada fase se produzca antes que otra. Por ejemplo, entre los frutales hay especies que inician la brotación de las hojas antes de florecer, en tanto que en otras especies ocurre a la inversa; florecen antes de brotar. Si en un año dado se altera esa secuencia, es decir, si en la especie en la cual la brotación es anterior a la floración se produce primero ésta y luego aquella, se está en presencia de este tipo de intercepción.

Intercepción fenológica entre especies: se registra cuando se altera el orden de aparición de fases entre distintas especies. Por ejemplo, normalmente el peral florece unos pocos días antes que el manzano; si no fuera así, si el manzano floreciera antes que el peral, habría una intercepción fenológica entre especies.

Intercepción fenológica entre lugares geográficos: por ejemplo, lo normal es que en Buenos Aires el almendro florezca antes que el duraznero y este antes que el manzano. Si en Tucumán se invirtiera este orden y por ejemplo

florenciera el duraznero antes que el almendro, es un caso de este tipo de intercepción.

Métodos de observación

Las observaciones fenológicas pueden realizarse de distintas formas según las finalidades. En principio se admiten distintas formas de observación según se trate de:

1. Cultivos anuales, con observación condicionada a la fecha de siembra.
2. Cultivos perennes, más independientes de toda práctica cultural.

Las observaciones pueden ser de carácter completo, o parciales como por ejemplo la observación del comienzo de la floración, de una determinada cantidad de especies y el comienzo de la caída de las hojas marca el comienzo del período de descanso. Dentro de cada fase puede observarse un momento de la fase (comienzo, plenitud o) fin. Otras observaciones tienen por objeto marcar los lapsos entre fases como por ejemplo el subperíodo desde el encañamiento del trigo hasta la maduración lechosa del grano (que es un período con exigencia en agua).

La aparición de los órganos correspondientes a una fase sigue un ritmo que puede representarse con una curva tipo campana, casi como una campana de Gauss (Figura 94). Este proceso rige para todas las fases y casi todas las especies. A partir de una fecha, progresivamente van apareciendo diariamente órganos diarios que entran en fase, se llega a un máximo, para luego decrecer. Esta campana puede variar, según la velocidad de aparición de los órganos (Figura 95). Es importante para la interpretación de la curva determinar el comienzo, plenitud y fin de las fases, para poder comparar distintas observaciones.

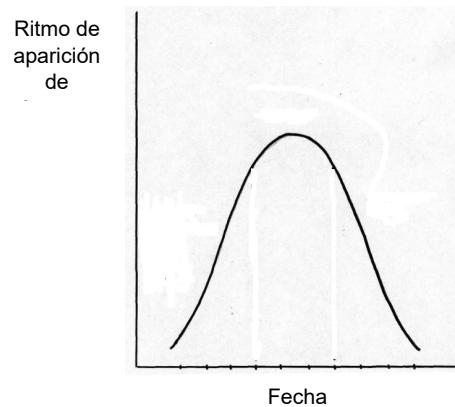


Figura 94. Distribución temporal de la aparición de órganos propios de una fase

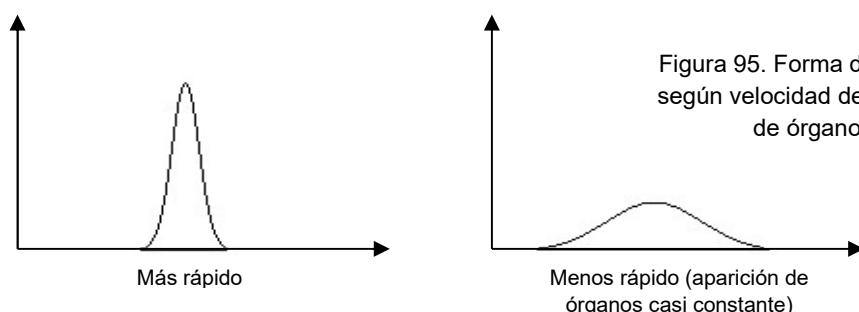


Figura 95. Forma de la curva según velocidad de aparición de órganos

Cultivos perennes

En estos cultivos, representados primordialmente por especies frutales o forestales, cada individuo representa una repetición y deben observarse 7 a 10 ejemplares para poder realizar promedios fenológicos (algunos autores indican 3 a 5). Los individuos por observar deben ser de la misma edad (6 a 10 años), estar ubicados en una zona central y representativa del mismo monte y sometidos a iguales condiciones de manejo, representativas de la zona.

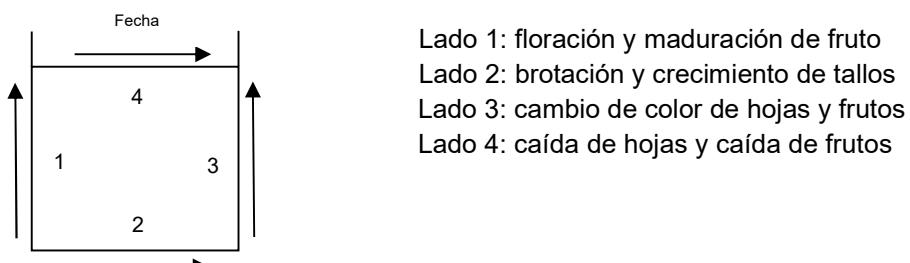
Las fases comúnmente tomadas en cuenta son: brotación, foliación, floración, maduración del fruto, amarilleo, caída de las hojas, caída del fruto.

Entre los métodos que pueden aplicarse para una observación fenológica detallada en este tipo de especies, puede aplicarse el *Registro Fitofenológico Integral* (de Ledesma), desarrollado para especies forestales y ornamentales; aunque aplicable a cualquier especie perenne y el *Método de Garabatos*, aplicable a manzano, peral y vid.

Registro Fitofenológico Integral de Ledesma

Este método permite realizar la observación haciendo la apreciación de la actividad visible total de la planta, pudiendo registrar fases que se produzcan, aún en forma simultánea. Permite también registrar la intensidad con que se producen las diversas fases fenológicas. El registro consiste en:

- Observaciones regulares cada 5, 7 ó 10 días
- Anotación en una planilla compuesta por cuadritos consecutivos con una prolongación en la parte superior para anotar la fecha, registrando a cada lado del cuadradito una fase dada



Los distintos órganos se representan por signos:

- . (punto) proceso en preparación o parcialmente cumplido
- (guión recto) para todos los órganos menos el fruto
- ~ (guión ondulado) para el fruto
- v (letra v) para indicar fruto verde presente
- m (letra m) para indicar fruto maduro presente

La intensidad se cuantifica por el número de signos, desde ninguno indicado por 0 (cero), que indica inactividad fenológica en esa fase (en la cara que corresponda) o en el centro, que indica inactividad en todo el individuo. Cinco signos indican la máxima intensidad de actividad del proceso. La intensidad de los procesos avanza en el sentido de las flechas indicadas en el siguiente esquema.

La Figura 96 representa un esquema general del proceso de registro de cada fase y los momentos fenológicos e intensidad correspondientes.

	Procesos preparatorios	1º órganos aislados	Comienzo de la fase	Plenitud de la fase	Fin de la fase	Últimos órganos aislados	Órganos en descanso
Brotación	!.....	0
Floración	-	-	-	0
Maduración de frutos	v	.	~	~	~		0
Amarilleo o cambio de color del follaje		.	.	-	-	-	0
Caída de follaje		i..... i	0
Caída de fruto		j.....	j.....	jjjjj	. . . j	. . . j	0

Figura 96. Esquema general del método de Ledesma

Método de Garabatos

Desarrollado para la observación fenológica en manzano, peral y vid. Las fases se individualizan fotográficamente, representando momentos típicos para uniformizar y asegurar la objetividad de los estudios.

Otro método ampliamente utilizado para la observación fenológica de pera y manzano es el método de Fleckinger, que permite el estudio del crecimiento y desarrollo de yemas mixtas en base a una serie de imágenes de los diferentes estados por los que pasa el botón floral, desde el estado de reposo invernal hasta el fruto recién formado. Los estados fenológicos se designan con las

letras del alfabeto en mayúscula (desde A hasta J). Estas letras van acompañadas por un número (del 1 al 4) cuando el desarrollo de la yema se sitúa entre dos estados, indicando el sub-estado. Puede verse un ejemplo de su aplicación para el registro fenológico en manzano en: <https://www.tecnicoagricola.es/estados-fenologicos-del-manzano/>.

Cultivos anuales

A diferencia de lo que ocurre en los cultivos perennes, en los cultivos anuales las fases se producen según la fecha de siembra, pudiendo establecerse normas diferentes según la estación de cultivo o fases a observar, según los objetivos de estudio y nivel de detalle requerido.

En cultivos densos, como cereales de invierno o cultivos iniciados por siembras al voleo, donde se dificulta la individualización de plantas, las observaciones se realizan en base a la cobertura total del terreno. En cultivos ralos, donde pueden individualizarse las plantas, los registros pueden hacerse contabilizando las plantas que presentan una determinada fase. En cultivos anuales pueden observarse las siguientes fases: emergencia, expansión foliar, floración, fructificación, cosecha. En gramíneas puede incluirse la observación del momento de macollaje (que, si bien no es estrictamente una fase, dado que no aparecen órganos diferentes a los ya existentes) es importante desde el punto de vista de los requerimientos y manejo del cultivo, encañazón, espigazón.

Método de Pascale

Puede aplicarse para la observación de estos cultivos, determinando los momentos según el siguiente criterio:

Momento de fase	Cultivos densos	Cultivos ralos
Comienzo de fase	Aparición en el cultivo de los primeros órganos de la fase, que se suceden con otros sin interrupción y en aumento	Aparición de los órganos de la fase en el 20% de las plantas
Plenitud de fase	Apreciación visual y subjetiva de que ha aparecido el mayor número de órganos posibles	Aparición de los órganos de la fase en el 50% de las plantas
Fin de fase	Últimos órganos de la fase sin interrumpir la continuidad del proceso correspondiente	Aparición de los órganos de la fase en el 80% de las plantas

Para la observación fenológica deben diseñarse planillas de registro. Como ejemplo se presentan los siguientes modelos de registro, que pueden adaptarse a distintos cultivos a observar.

Planilla modelo para observación fenológica en trigo:

Variedad	Siembra	Nacimiento		Macollaje		Espigazón			Floración		Maduración			Cosecha
		Com.	Fin	Com.	Com.	Plen.	Fin	Com.	Fin	Lechosa	Cérea	Córnea	Com.	
										Com.	Com.	Com.	Com.	

Planilla modelo para observación fenológica en maíz:

Variedad	Siembra	Nacimiento		Nº de plantas				Macollaje Com. 20%	Panojamiento incipiente		Polinización		Espigazón		Maduración		Cosecha
		Com.	Fin	Total	Com. 20%	Plen. 50%	Fin. 80%		Com. 20%	Plen. 50%	Com. 20%	Plen. 50%	Com. 20%	Plen. 50%	Com. 20%	Fin 80%	

Fuente: Pascale y Damario (2011)

Ejemplos para la observación fenológica en distintos cultivos agrícolas

Existen escalas desarrolladas para los distintos cultivos, siendo importante referenciar la observación fenológica a alguno de estos procedimientos. En general, estas escalas diferencian a los cultivos según sus fases vegetativas y reproductivas, con las respectivas subdivisiones dentro de estas. Además, ofrecen una descripción para la correcta identificación de cada estadio.

Un recurso útil para la identificación de fases fenológicas para especies cultivadas en forma objetiva es la Escala BBCH cuya versión electrónica fue elaborada por Enz y Dachler (1998)²⁴. Comprende una escala general y escalas individuales incluyendo numerosas especies organizadas por familia, hábito de crecimiento u órgano de consumo. La escala general subdivide el ciclo completo de la planta en 10 fases principales, identificándolos de 0 a 9, desde la germinación, brotación y desarrollo de la yema, hasta la senescencia y comienzo de dormancia. Estas fases principales se subdividen (utilizando también números del 0 al 9) en estadios secundarios que podrían utilizarse para definir momentos de fase (puntos, estados o situaciones representativos dentro de cada fase), fácilmente identificables y visibles.

²⁴ Enz, M. y Dachler, Ch. 1998. *Compendio para la identificación de los estadios fenológicos de especies mono- y dicotiledóneas cultivadas. Escala BBCH extendida.*

Fenología en cereales

Una escala aplicada para el registro de la fenología en este tipo de especies es la **Escala de Zadoks (Z)** que contempla 10 fases numeradas del 0 al 9 (Figura 97). Un detalle de esta escala puede verse en: <https://www.fao.org/3/x8234s/x8234s05.htm>.

Etapa principal	DESCRIPCIÓN	Sub-fase	Etapa principal	DESCRIPCIÓN	Sub-fase
0	Germinación	0.0-0.9	5	Espigado	5.0-5.9
1	Producción de hojas TP	1.0-1.9	6	Antesis	6.0-6.9
2	Producción de macollos	2.0-2.9	7	Estado lechoso del grano	7.0-7.9
3	Producción de nudos TP (encañado)	3.0-3.9	8	Estado pastoso del grano	8.0-8.9
4	Vaina engrosada	4.0-4.9	9	Madurez	9.0-9.9

TP = tallo principal

Según J.C. Zadoks, T.T. Chang y C.F.

Fuente: Las fases de desarrollo según la escala decimal Zadoks (Z). <https://www.fao.org/3/x8234s/x8234s05.htm>

Figura 97. Fases de desarrollo siguiendo la escala decimal Zadoks (Z0.0 a Z9.9)

A modo de ejemplo, se desarrolla a continuación las características fenológicas de un cultivo de **trigo**.

Las fases fenológicas que comúnmente se observan en trigo son:

- Siembra
- Nacimiento
- Macollaje
- Encañamiento
- Espigazón
- Maduración (lechosa, cérea y córnea)
- Cosecha

De esta manera, pueden definirse los siguientes subperiodos fenológicos:

- Subperiodo siembra – nacimiento
- Subperiodo nacimiento - macollaje
- Subperiodo macollaje – encañamiento
- Subperiodo encañamiento – espigazón
- Subperiodo espigazón – maduración

Descripción de las fases fenológicas en trigo

Siembra No es ciertamente una fase, pero señala la fecha en que se puede iniciar el proceso. Se anota la fecha, que puede complementarse con observaciones sobre el estado del suelo, humedad, etc.

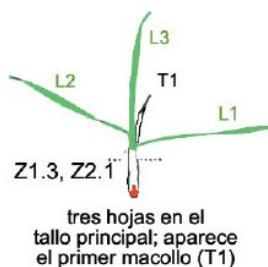
Nacimiento



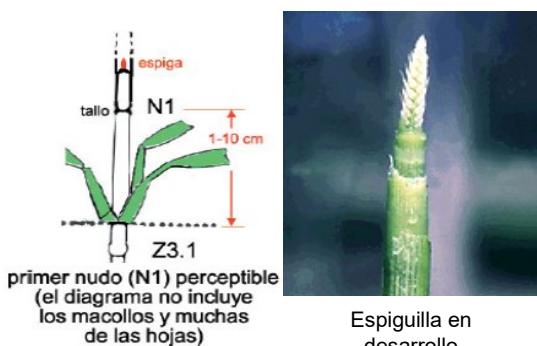
Fuente: Las fases de desarrollo según la escala decimal Zadoks (Z).
<https://www.fao.org/3/x8234s/x8234s05.htm>

Momento en el cual el coleóptilo rompe la corteza del suelo. Las partes verdes comienzan a fotosintetizar y la planta pierde su dependencia alimentaria de la semilla madre. Se anotan los momentos de comienzo (C) y plenitud (P) de fase. En buenas condiciones de suelo, temperatura y humedad el subperíodo siembra - nacimiento es breve y los momentos de C y P casi simultáneos. No se toma en cuenta la germinación (fase oculta) por la dificultad que presenta su apreciación, ocurrida bajo la superficie del suelo.

Macollaje



Momento en que las yemas laterales axilares ubicadas en nudos basales cuyos entrenudos no desarrollan (zona de la corona o ahijamiento) se transforman en brotes axilares que luego alcanzan un desarrollo similar al del resto de la planta (macollos). El macollaje comienza después de formada la tercera hoja y coincide con la formación de raíces secundarias. El primer macollo proviene de la yema axilar de la segunda hoja preformada en el embrión. No es estrictamente una fase, dado que no aparecen órganos diferentes a los ya existentes, pero se ha establecido la conveniencia de anotar su comienzo.



Fuentes: Las fases de desarrollo según la escala decimal Zadoks (Z).
<https://www.fao.org/3/x8234s/x8234s05.htm>; Crecimiento y desarrollo de la planta de trigo https://www7.uc.cl/sw_educ/cultivos/cereales/trigo/encanado.htm

Encañazón o encañamiento

Reviste importancia fundamental ya que marca el límite entre el crecimiento y el desarrollo. En los macollos comienzan a desarrollarse las cañas (tallos verdaderos de las gramíneas), que posteriormente en su extremo alojarán a la espiga. La planta pierde el estado de "pasto" y comienza a "levantarse". Esta fase se

determina apreciando la aparición del primordio floral, una espiguilla hialina que se encuentra en la parte superior de la caña, encima del último nudo. No se observa de manera directa, se detecta cuando, cortando el tallo foliar a ras del suelo y abriendo longitudinalmente la envoltura de hojas, aparece una pequeña espiguilla (1mm) hialina o translúcida, montada sobre una protuberancia formada por los entrenudos del futuro tallo, cuya posterior extensión en forma telescopica irá levantando la espiguilla hacia arriba por dentro de la envoltura de hojas convolutadas. Se anota el comienzo de encañamiento, como la fecha en que el primordio tiene aproximadamente un milímetro de longitud. Con el sucesivo alargamiento de la caña se va formando la espiga.

Espigazón

Corresponde con el momento en que la espiga se hace visible y presenta importancia económica, puesto que el rendimiento del cultivo dependerá de que las condiciones climáticas sean favorables para esta fase (temperatura y horas de luz). Debe observarse el comienzo, la plenitud y el fin de la fase; en el comienzo las espigas se desenvainan de la última hoja que las envuelve (hoja bandera) y emergen sobre las plantas.

Floración

Ocurre 4 a 6 días después de la espigazón y se identifica por la aparición de las anteras fuera de las espiguillas después de producida la fecundación (cleistogamia). En esta fase se anotan las fechas de comienzo y fin.

Vaina engrosada, espigado y antesis



Fuente: Las fases de desarrollo según la escala decimal Zadoks (Z).
<https://www.fao.org/3/x8234s/x8234s05.htm>

Maduración

Producida la fecundación comienzan a formarse los cariopses, los que al crecer van sufriendo transformaciones que se registran como subfases de maduración. Se registra el comienzo de cada estado de maduración.

Maduración lechosa (Z7): el grano mantiene su color verde y al apretarlo deja escurrir un líquido lechoso. Comienzan a amarilllear las hojas basales de la planta.

Maduración pastosa o cérea (Z8): el grano no escurre líquido y la consistencia aparece cerosa o moldeable bajo la presión de los dedos. La planta adquiere hacia el final un color amarillo, estado seco generalizado.

Maduración dura o córnea (Z9): el grano se presenta duro, indeformable por la presión de los dedos, aunque el pericarpo se deja marcar por las uñas. El grano se ha desecado casi completamente (20% de humedad) y ya se puede realizar la cosecha.

Cosecha No es exactamente una fase. Se anota la fecha como cierre del ciclo.

Fenología en maíz

La escala más utilizada para la observación fenológica del maíz es la de Ritchie *et al.* (1986). Según esta escala, la fase vegetativa transcurre entre VE (emergencia) y VT (panojamiento), abarcando la etapa en que se despliegan nuevas hojas, proceso que se va describiendo como Vn (siendo n el número de 'collares' de hojas visibles). La fase reproductiva comienza con la floración femenina (R1) y finaliza con la madurez fisiológica de los granos (R6). La madurez fisiológica se identifica por la formación de una capa negra en la base de los granos de la porción central de la espiga, producto de la necrosis de los haces vasculares que unen al grano con el marlo²⁵.

Fenología en soja

La fenología de un cultivo de soja puede representarse según lo propuesto por Fehr y Caviness (1980). La fase vegetativa se inicia con la emergencia (VE). A partir del estado cotiledonar (VC) se comienzan a contar nudos unifoliados (V1, V2...) solo sobre el tallo principal. La fase reproductiva (R1) está definida por el inicio de floración (una flor abierta en cualquier nudo) hasta plena maduración (R8), cuando el 95 % de las vainas presentan el color típico de la maduración²⁶.

Bibliografía

Pascale, A.J.; Damario, E.A. 2011. XII. Fenología. En: Agrometeorología. Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (Eds.). Editorial Facultad de Agronomía. UBA. Pp: 195-201.

Pascale, A.J.; Damario, E.A. 2011. XIII. Observación fenológica. En: Agrometeorología. Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (Eds.). Editorial Facultad de Agronomía. UBA. Pp: 207-222.

²⁵ Fenología de maíz:

Otegui, M.E. 2023. En: Andrade et al. (Eds.). Ecofisiología y manejo del cultivo de maíz. MAIZAR.

http://www.maizar.org.ar/documentos/cultivo%20de%20maiz_version%20digital.pdf

Ritchie S. et al. 1986. How a corn plant develops. Special Report N° 48. Iowa State University of Science and Technology <https://publications.iowa.gov/18027/1/How%20a%20corn%20plant%20develops001.pdf>

²⁶ Fenología de soja:

Ciampitti, I.A. 2017. Crecimiento y desarrollo del cultivo de soja. Departamento de Agronomía, Kansas State University. <http://lacs.ipni.net/beagle/LACS-1296&f=Poster%20-%20CyD%20SOJA%20-%20KSU.pdf>

BIOCLIMATOLOGÍA AGRÍCOLA

La **bioclimatología agrícola** es la disciplina agrometeorológica que estudia las necesidades y tolerancias meteorológicas de los cultivos. Estudia el comportamiento de los cultivos ante el complejo atmosférico o ambiental en su lugar de siembra. Es una ciencia que se ha popularizado en la Sociedad Internacional de Biometeorología (<https://uwm.edu/biometeorology/>), en cuya conferencia inaugural en París (1958), se establecieron las divisiones de la bioclimatología general.

El estudio de las exigencias meteorológicas de un cultivo permite como finalidad inmediata conocer su ubicación geográfica adecuada, de manera que se desarrolle en las mejores condiciones, y como finalidad secundaria el aporte de información al mejoramiento genético para mejorar su adaptabilidad a través de la creación de nuevas variedades, todo tendiendo a un máximo rendimiento.

Exigencias y tolerancias meteorológicas de los cultivos

El conjunto de las necesidades y tolerancias meteorológicas de todas las variedades y cultivares de un cultivo forman el **bioclima** de ese cultivo, y dentro del bioclima de ese cultivo, pueden existir variedades y cultivares con grados diferentes de exigencias y tolerancias a uno o varios elementos biometeorológicos, constituyendo los distintos **biotipos o tipos bioclimáticos**.

El conjunto de condiciones climáticas de un lugar que definen la posibilidad y desarrollo de determinadas actividades agropecuarias constituye el **agroclima**.

El ciclo total de un cultivo comprende fenómenos de crecimiento y de desarrollo. Las necesidades de índole meteorológica son distintas para el crecimiento y para el desarrollo, aunque algunos elementos pueden actuar en ambos procesos, pero en diferente forma. Es por ello por lo que una planta puede llegar a crecer sin alcanzar el desarrollo, es decir mantenerse en estado puramente vegetativo y no pasar a la etapa reproductiva. Esto sucede porque tiene disponibilidades meteorológicas favorables para crecer, pero faltan las condiciones para desarrollar. Si bien las exigencias para el crecimiento se mantienen casi constantes durante toda la vida, las exigencias para el desarrollo cambian, a veces fundamentalmente, entre fases fenológicas.

Aquellos elementos meteorológicos o climáticos que manifiestan acción sobre los fenómenos vitales de las plantas se llaman **elementos biometeorológicos o bioclimáticos**.

Los elementos bioclimáticos pueden separarse en:

Elementos bioclimáticos para el crecimiento (**auxégenos**): humedad de suelo, balance hidrológico, umbrales térmicos, temperaturas extremas.

Elementos bioclimáticos para el desarrollo (**anaptígenos**): duración del día, la acumulación calórica, las amplitudes térmicas anuales y diarias.

Elementos que producen daño (**tanatoclimáticos**): todos aquellos elementos extremos que produzcan daño en los cultivos.

El objetivo principal de la bioclimatología agrícola es conocer las exigencias y tolerancias meteorológicas de los cultivos, y fundamentalmente cuantificarlas, poder dar los valores numéricos a esas exigencias y tolerancias. Estos valores numéricos fueron denominados por Azzi como **equivalentes meteorológicos**. Azzi definió como equivalente meteorológico a los milímetros de precipitación (equivalente pluviométrico), o los grados de temperatura (equivalente térmico), que separan situaciones normales de anormales. Es decir, condiciones de precipitación o temperatura que pueden producir buen desarrollo y rendimiento, de aquellas que, ya sea por deficiencia o exceso de algún elemento resultan perjudiciales para el normal desarrollo y rinde del cultivo. Determinó los equivalentes térmicos y pluviométricos para el trigo y posteriormente para otros cultivos, considerando que las exigencias cambian con los subperíodos y, por ejemplo, una cantidad de lluvia que puede ser favorable para el periodo crítico de los 30 días antes de la espigazón, puede resultar completamente desfavorables durante la etapa de maduración final (vuelco, propagación enfermedades, dificultades de cosecha, etc.).

Período crítico y de latencia

Período crítico: momento del ciclo vegetativo en que la sensibilidad a un determinado elemento es máxima. Las variaciones del elemento se reflejan de modo evidente en el rendimiento. Como período crítico para agua se puede mencionar la germinación, la tuberización en papa, el momento previo a la espigazón de los cereales (30 días antes en trigo, por ejemplo), el momento en que los frutos de los cereales comienzan a aumentar de volumen; mientras que los períodos críticos para temperatura son todos aquellos en que el vegetal tiene tejidos tiernos.

Período de latencia: período o subperíodo del ciclo evolutivo en que la sensibilidad a uno o varios elementos meteorológicos es mínima. Este es el caso de los cereales que se mantienen durante el invierno al estado de hojas o los frutales que tienen su período de descanso desprovisto de follaje durante el

invierno, pudiendo así soportar temperaturas muy bajas. Por ejemplo, las estacas inactivas de vid soportan hasta – 50 °C durante 10 o 12 horas sin sufrir ninguna dificultad para su brotación posterior. Cuando la temperatura excede esos valores mínimos más intensos se produce perdida por heladas.

Disposición y estímulo

El pasaje de una fase de desarrollo a otra sucesiva exige que se satisfagan dos condiciones:

Disposición: satisfacción de determinadas necesidades meteorológicas, previas a la iniciación de una fase, las que generalmente se cumplen durante un periodo de tiempo largo (a veces tan largo como todo el subperiodo previo). Como ejemplo de disposición puede mencionarse el requerimiento de ciertas especies de acumular una cierta suma de temperaturas o de horas de frío para poder avanzar a la fase siguiente. Este es el caso de los frutales criófilos o de hojas caducas, que deben acumular durante su descanso, una determinada cantidad de horas a temperaturas más bajas que 7 °C (horas de frío), si esto no sucede, la floración no se produce normalmente o se retrasa.

Estímulo: agente meteorológico, de actuación breve, que posibilita la iniciación de la fase siempre que la planta esté dispuesta. Como ejemplo de estímulo una vez que la planta ha satisfecho sus exigencias, la fase no se produce si no existe un umbral térmico, fotoperiódico o hídrico, que debe cumplirse para que se produzca la fase. En este sentido, como se explicará más abajo, en el lino la floración no se inicia hasta que la planta haya acumulado una suma de temperaturas diarias que superen los 900 °C, contadas desde el nacimiento, pero para que se produzca la floración, la duración del día debe superar cierta cantidad de horas, umbral fotoperiódico que actúa como estímulo.

Acción bioclimática de la temperatura del aire

La temperatura del aire es una medida indirecta de la disponibilidad calórica del ambiente atmosférico. Según como se la considere puede actuar sobre el crecimiento y sobre el desarrollo.

Sobre el **crecimiento**, la temperatura actúa según sus valores absolutos, estando relacionadas la acción con los llamados puntos o temperaturas cardinales.

Temperatura óptima: valores térmicos en los que se registra la máxima velocidad de crecimiento. Generalmente se define un intervalo de temperaturas óptimas. Con estos valores térmicos la multiplicación celular es máxima. El

valor indicado para definir una temperatura óptima es registrar la temperatura que se presenta en el órgano del vegetal.

Temperatura umbral o vital máxima: es la temperatura bajo la cual una especie puede seguir viviendo indefinidamente en estado de actividad.

Temperatura umbral o vital mínima: es la temperatura a la cual la planta comienza a crecer o bien, es la temperatura más baja a la cual un organismo puede vivir indefinidamente en estado activo.

Temperatura letal mínima: por debajo de la temperatura vital mínima, es la que produce la muerte por bajas temperaturas.

Temperatura letal máxima: está por encima de la temperatura vital máxima y la muerte se produce por altas temperaturas.

Sobre los procesos del **desarrollo** la temperatura ejerce su acción bajo tres formas diferentes:

1. Acción positiva (o de las temperaturas en aumento)
2. Acción negativa (o acción favorable de las bajas temperaturas)
3. Acción por su variación diaria y anual (o termoperiodismo)

Acción positiva de la temperatura

La acción de la temperatura sobre el desarrollo se manifiesta a través del efecto provocado por la acumulación térmica (**suma de temperaturas**). Esta respuesta determina que el ciclo total de los cultivos, desde siembra a cosecha presente distinta duración en los distintos lugares y que un mismo lugar de siembra haya variaciones de año en año. Esta suma de temperaturas puede determinarse por varios métodos, fundados en diferentes principios.

Método directo

Se suman las temperaturas medias diarias por encima de 0 °C. El cómputo puede hacerse para un año completo, sumando la temperatura media diaria de los 365 días, para el tiempo de duración del ciclo de cultivo o para cada sub-periodo fenológico. Este método asume que todas las temperaturas superiores a 0 °C tendrán efecto positivo sobre el vegetal, sin considerar que la planta requiere que se supere una determinada temperatura base (propia de cada especie) para comenzar a vegetar. Por ejemplo, con este método se determinó que, para completar su ciclo de cultivo, el trigo requirió una suma térmica de 2000 °C y el maíz de 3000 °C.

Este avance permitió arribar al concepto de **constante térmica**, basado en que la duración en días del periodo (x), multiplicada por y (temperatura media del periodo nacimiento – maduración) da un valor constante para cada cultivo. Es decir que, si un cultivo se desarrolla en 120 días con una temperatura de 15 °C, se desarrollará en 60 si la temperatura es de 30 °C.

Método residual

Se suman los valores resultantes de restar a la temperatura media diaria la temperatura base del cultivo (temperatura efectiva o residual). La **temperatura base** es aquella por debajo de la cual la planta detiene su crecimiento, y por lo tanto no es “útil” para la ejecución de los procesos fisiológicos. La temperatura base depende de cada especie, siendo más baja (alrededor de 6 °C) para cultivos invernales, 10 a 12 °C para cultivos como tomate, pimiento, berenjena y 15 °C para cultivos de origen tropical. Tomando en cuenta el concepto de que las temperaturas del cero vital (o temperatura base) pueden variar el desarrollo, se desarrolló el método de **unidades térmicas, unidades calóricas o grado día**.

Método exponencial

Se basa en suponer que las reacciones de los vegetales son reacciones físico-químicas y, por lo tanto, la velocidad de las reacciones químicas se duplica cada 10 °C de temperatura (Q_{10}). De esta manera, la constante térmica se halla comparando la velocidad de las reacciones físico-químicas a una determinada temperatura, con la velocidad de reacción correspondiente a 4,5 °C (velocidad unidad). Entonces, considerando una temperatura de 4,5 °C como temperatura inicial, la velocidad de las reacciones se duplicaría con 14,5 °C, otra vez duplicada a 24,5 °C, y a 34,5 °C. Esta fórmula exponencial que puede representarse así: $I_e = 2^{(T - 4,5) / 10}$. En la Tabla 11 se presentan valores de índice exponencial (I_e) para distintas temperaturas.

Tabla 11. Índice exponencial para distintas temperaturas

T media (°C)	Índice exponencial
4,5	1,00
5,00	1,04
10,0	1,47
15,0	2,08
20,0	2,94
24,5	4,00
30,0	5,88
34,5	8,00
44,5	16,00

Método termofisiológico

Las temperaturas medias diarias se transforman en índices dividiendo la velocidad de crecimiento de plántulas de maíz (mm de crecimiento) a diferentes temperaturas por 0,9 centésimo de mm, que representa el valor de crecimiento horario mínimo a 4,5 °C. Para calcular la constante térmica de un cultivo se sustituye la temperatura media diaria por el correspondiente índice termofisiológico, sumándose luego todos los índices obtenidos. Este método se basa en experiencias realizadas con maíz, registrando el crecimiento horario de plántulas de maíz (medido de centésimos de mm) sometidas a 12 horas de oscuridad y diferentes temperaturas. De esta manera, no sería directamente aplicable a otros cultivos. Por otra parte, cuando se supera el óptimo, cualquier temperatura superior, en lugar de ser favorable actúa en contra del crecimiento vegetativo. Según este método, cualquier temperatura superior a 35 °C tendrá un factor preponderante en el aumento del crecimiento, pero no sucede así, sino que, el crecimiento decrece con el aumento de la temperatura por encima de ese valor. Debido a esto, el método exponencial solo puede ser aplicado en lugares de climas templados y donde temperaturas no alcancen valores muy elevados.

En lugares tropicales este método no puede aplicarse, por lo que se realizó una adaptación del método a partir de medir el crecimiento en plantas de maíz cultivadas en hidroponia a distintas temperaturas (3 a 42 °C) durante 3 a 39 horas, en oscuridad y con una humedad relativa del 95 %. A partir de esta información se elaboró el índice termofisiológico (IT) promovido por Livingston que consiste en transformar la temperatura media diaria en índices dividiendo la velocidad del crecimiento de maíz a diferentes temperaturas por 0,9 centésimos de mm (crecimiento horario mínimo a 4,5 °C). De esta manera, por ejemplo, a 32 °C el crecimiento es de 0,111 mm y así el IT será $111/0,9 = 123$. Esto significa que a 32 °C la velocidad de crecimiento de la planta será 123 veces mayor que a 4,5 °C.

La Tabla 12 presenta el crecimiento horario calculado a partir de IT y su valor correspondiente según I_e . A partir estos valores se observa un crecimiento mínimo, que se incrementa hasta un crecimiento máximo, que se da a 32 °C (temperatura óptima para el cultivo) y luego comienza a decrecer nuevamente hasta un valor mínimo, haciéndose 0 a 48 °C. Estos índices presentan una aplicación restringida por estar desarrollados para maíz y ser poco extrapolables a otras especies, tanto de verano como de invierno.

Tabla 12. Crecimiento horario de plantas de maíz según temperatura

T media (°C)	IT (mm / 100)	I _e	T media (°C)	IT (mm / 100)	I _e
2	0	0	31	109,0	121,11
3	0,3	0,33	32 (max. crec.)	111,00	123,33
4,5	0,9	1,00	33	101,0	112,22
9	4,4	4,89	35	86,0	95,55
11	7,2	8,00	39	46,0	51,11
15	16,0	17,78	41	21,0	23,33
18	34,2	38,00	43	7,5	8,33
25	78,0	86,55	45	2,5	2,78
27	91,9	101,22	47	0,6	0,67
29	105,0	116,66	48	0,0	0

Fallas en la aplicación de los métodos de sumas térmicas. Acción combinada de la temperatura y la duración del día

La aplicación de los distintos métodos de cómputo de las sumas térmicas condujo a la obtención de valores diferentes para un mismo cultivo realizado en diferentes regiones y a variaciones de año en año en un mismo lugar de cultivo. Vale decir que la suposición de una constante calórica, como única opción, quedaba rechazada.

Un ejemplo típico de esto se ve en el estudio que realizara el Ing. De Fina con lino. Trabajando en Buenos Aires, realizó siembras semanales de una variedad de lino y observó el comportamiento fenológico a través de las 52 fechas de siembra. A los datos recogidos le aplicó el cómputo de las sumas de temperaturas por cuatro métodos explicados, obteniendo diferentes cantidades de sumas térmicas, para el subperíodo siembra – plena floración. Por ejemplo:

Método directo: entre 913 °C, y 4145 °C

Método residual: entre 949 °C y 2615 °C

Método termofisiológico: entre 1527 y 8331

Así queda demostrado que las sumas de temperaturas no dan valores constantes según la fecha de siembra. La razón fundamental de esto radica en que el desarrollo de una especie depende no solo de la disponibilidad calórica, sino de otros elementos, entre los cuales interviene también la duración del día (fotoperiodo). Otros efectos podrían ser la exigencia en una variación de la amplitud térmica o la exigencia en bajas temperaturas.

En el caso del lino, la floración no depende solamente de las temperaturas acumuladas antes de la floración, sino de la duración del día que, a manera de umbral, posibilita la floración de cultivos térmicamente dispuesto. Pudo observar que ninguna de las 52 siembras semanales alcanzaba la floración si

no había acumulado como mínimo más de 900 °C por el método directo; es decir que todas sus siembras, ninguna floreció con menos de 900 °C acumulados desde la siembra, pero también dedujo que ninguna siembra había podido florecer (aunque hubiera acumulado mucho más de 900 °C) si la duración del día era menor de 12,5 horas (umbral fotoperiódico).

Al representar gráficamente las sumas térmicas acumuladas por cada fecha de siembra y la duración del día en el momento de la plena floración respectiva, pudo obtener una curva indicadora que: X (suma térmica acumulada). Y (horas de luz) = constante (Figura 98).

En los cereales invernales, por ejemplo, el trigo, para la espigazón necesita acumular cierta cantidad de temperatura, pero el desencadenante de la espigazón es la duración del día, debiendo presentarse días de más de 12 horas de duración.

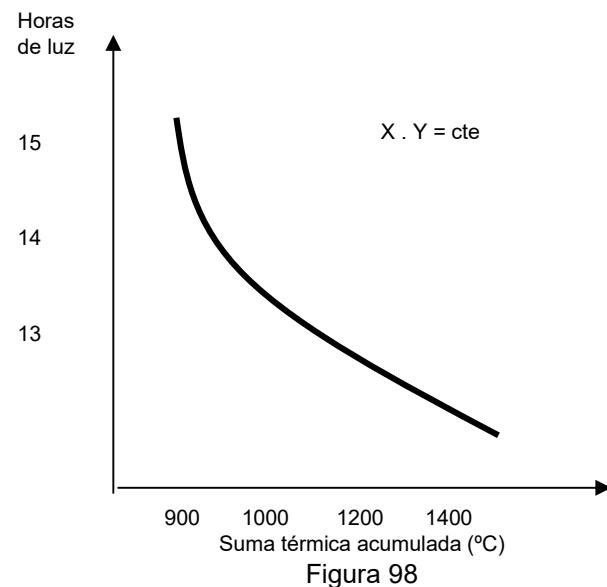


Figura 98

A partir de estas observaciones, se desarrollaron índices que contemplan las dos variables, como el índice propuesto por Azzi para trigo, obteniendo una constante como producto entre las sumas térmicas acumuladas desde siembra a espigazón (considerando las temperaturas medias diarias superiores a 7 °C) y la duración media del día del subperíodo. Un índice parecido fue desarrollado por Geslin para el mismo cultivo, al que dio el nombre de **Índice Heliotérmico (IH)**:

$$IH = \frac{\sum T (> 0^{\circ}\text{C}) \times \text{duración media del día}}{100}$$

La división por 100 permite obtener valores más reducidos. Según Geslin el IH calculado entre siembra y espigazón da valores constantes para cada variedad, siempre que haya sido sembrada en su época normal.

Otro índice combinado es el desarrollado por Nuttonson, muy similar al anterior, aunque considerando los grados días de temperaturas residuales (método residual), multiplicada por la duración media del fotoperíodo diario. Al producto resultante lo llama **Suma de Unidades Fototérmicas (SUF)**; siendo T_m la

temperatura media diaria ($^{\circ}\text{C}$), T_b la temperatura base, n el número de días y F el fotoperiodo diario.

$$\text{SUF} = \sum_{i=1}^n (\text{Tm} - \text{Tb}) \text{F}$$

Casi todos los métodos e índices, que resultan muy útiles en estudios de caracterización bioclimáticos, están lejos de producir verdaderas constantes térmicas o fototérmicas para las diferentes especies en sus diferentes lugares y época de siembra, desde el momento que el desarrollo responde a una reacción del cultivo a la integración total de los distintos elementos en el tiempo y lugar del cultivo. Pueden adecuarse con mayor precisión a cultivos estivales, pero fallan en especies invernales porque dejan de considerar otras exigencias bioclimáticas importantes como la necesidad de enfriamiento invernal (acción de las bajas temperaturas).

La temperatura como índice agroclimático

Es una expresión cuantitativa que permite valorar en forma local, regional o territorial la disponibilidad y variabilidad de la temperatura del aire.

Índices agroclimáticos de sumas de temperatura

Desde el punto de vista agroclimático, para la producción de cultivos con necesidades calóricas conocidas, es de interés conocer las temperaturas efectivas o residuales mensuales y la acumulación de grados-día mensuales y/o para un determinado bioperíodo. Esta información es útil, por ejemplo, para evaluar si una determinada especie o variedad podrá completar su ciclo adecuadamente en el lugar o en qué momento alcanzará la madurez adecuada. Conociendo las temperaturas medias mensuales para el lugar, puede estimarse la disponibilidad calórica (grados-día acumulados), pudiendo definirse, incluso, el nivel térmico por encima del cual se desea conocer ese dato.

Acción negativa de la temperatura: exigencia en bajas temperaturas

Las sumas de temperaturas (acción positiva) no pueden explicar correctamente el crecimiento y desarrollo de algunas especies que exigen estar sometidas durante un período de su ciclo, a la acción de temperaturas relativamente bajas, es decir requieren un período de "enfriamiento".

Es el caso de las especies perennes que pierden su actividad vegetativa durante el invierno (vegetales caducifolios) o de aquellos cereales de crecimiento invernal (cereales de invierno).

Exigencia en frío de especies perennes de follaje caduco

Esta exigencia no se manifiesta en latitudes donde siempre los inviernos tienen temperaturas suficientemente frías, como en el hemisferio Norte donde no se observan trabajos de insuficiencia de frío invernal, porque las especies satisfacen plenamente sus exigencias con el frío natural que tienen. Pero en los países del hemisferio Sur (Australia, Sud África, Argentina) es muy común encontrar trabajos en que se habla de anomalías fenológicas por insuficiente frío invernal.

Horas de frío

Las plantas satisfacen su requerimiento en bajas temperaturas durante el periodo de descanso, cuando la temperatura desciende por debajo del nivel de crecimiento. La temperatura límite para computar la acumulación de bajas es de 7 °C, según experiencias en las que se observaron que las ramitas del duraznero y del manzano dejaban de crecer cuando la temperatura descendía debajo de ese nivel térmico. Si bien esta temperatura no es el límite para todas las especies, se considera que es la inferior debajo de la cual el crecimiento se interrumpe.

Se llama **horas de frío** al número de horas en que la temperatura del aire permanece por debajo de 7 °C, hasta alcanzar 1 °C. Temperaturas más bajas tienen menor efecto. Las diferentes especies tienen distintas exigencias de cantidades de horas de frío (Tabla 13).

Tabla 13. Exigencia en horas de frío para diferentes especies criófilas

Especie	Horas de frío	Especie	Horas de frío
Manzano	900 – 1000	Ciruelo japonés	400
Peral	800 – 900	Damasco	200 – 300
Duraznero	600	Cerezo	200 – 300
Ciruelo europeo	500	Almendro	200 – 300

Como se observa en la tabla, el almendro, tiene poca exigencia en frío, y al comienzo del invierno cualquier descenso brusco de temperatura determina la satisfacción de esa exigencia. Luego, con inviernos irregulares, como se dan en la provincia de Buenos Aires, puede haber temperaturas favorables que estimulen la floración en el mes de julio. Posteriormente, con nuevos

descensos de temperaturas en agosto, las flores puedan perderse por heladas. La escasa exigencia en horas de frío, le produce un desarrollo precoz.

Considerando manzanos implantados en el valle de Río Negro y en Buenos Aires, durante la fase de reposo, la exposición a bajas temperaturas será diferente. Sin embargo, el desarrollo se producirá en ambos sitios: en Buenos Aires habiendo acumulado unas 500 a 600 horas de frío, y en Río Negro con 1500 a 1400. En los dos lugares los valores se alejan de las 900 – 1000 horas señaladas en la tabla, como un promedio del total de variedades que forman la especie.

También hay una respuesta diferencial según la concentración del frío. Cuando las horas de frío se producen en forma continua, sin alternancia de bajas y altas temperaturas, son más efectivas, dado que la alternancia de bajas y altas temperaturas puede hacer que las últimas anulen en cierto punto a las primeras. Las bajas temperaturas continuadas no son en absoluto perjudiciales para las plantas, así por ejemplo si en el manzano se superan las 1000 horas de frío esta circunstancia no implica ningún efecto nocivo para la planta.

Acción perjudicial de la falta de frío

Cuando el invierno no es suficientemente frío, la primera anomalía que se produce es la pérdida de yemas o el desprendimiento de las yemas de las producciones del año. Este es un efecto que se hace sentir tanto sobre las yemas de madera y las florales.

En Buenos Aires, la brotación de los manzanos puede producir plantas que en la parte externa de la copa presenta ramas largas que solo tienen hojas en los extremos. Si la falta de acumulación de bajas temperaturas es muy grande, puede llegar al desprendimiento de yemas apicales y puede producir la muerte de la producción del año. Es común encontrar en un árbol ramitas del último crecimiento (“producción”) sin ningún daño, sólo el producido por falta de frío invernal.

Anomalías en la floración

En la floración se producen algunas anomalías fenológicas:

- Falta de energía de floración: la reducción en la cantidad de horas de frío reduce la energía de fase. Ledesma observó que, con 689 horas de frío, la floración tuvo una energía de 20 días (tiempo entre la aparición de la primera y la última flor); mientras que, con 543 horas de frío, la duración del período entre la aparición de la primera y la última flor fue de 40 días. Es decir, la duración de la fase es una función lineal de la temperatura invernal.

- Atraso en la floración: cuando el invierno es insuficientemente frío, la floración de los frutales criófilos se atrasa. Comparando la floración de una misma variedad de manzano, en el Valle de Río Negro o en Buenos Aires en esta última la floración se produce casi un mes más tarde, y no es por las temperaturas primaverales ya que estas son más cálidas en Buenos Aires que en Río Negro. Para un mismo lugar, la floración se produce más tarde en los años con inviernos calientes.
- Segundas floraciones: cuando las plantas no llegan a satisfacer sus exigencias en frío, las yemas quedan en estado latente y cualquier descenso térmico que se produzca en el final del verano completa esa exigencia y se produce la eclosión de esas yemas.
- Falta de sincronía en la floración de plantas dioicas: generalmente la exigencia en frío de las plantas dioicas para su floración es sexualmente diferente. En general, la floración masculina tiene una menor exigencia en frío que la femenina. En el avellano, por ejemplo, los amentos masculinos pueden florecer en Buenos Aires a fines de abril. Sin embargo, en ese momento aún no está satisfecha la exigencia en frío de las flores femeninas, que se mantienen cerradas, y el polen se pierde. Esta falta de sincronismo de la floración masculina y femenina determina que no haya producción de avellanas en la región, y en casi ninguna parte del país. Comparativamente, en Chile, en las laderas de las montañas, donde todo el invierno la temperatura es fría, no permite que la floración masculina se exteriorice, entonces esta se va a producir en primavera cuando la temperatura empieza a ascender, cuando también está satisfecha la exigencia para la floración femenina, produciéndose una floración simultánea.

Anomalías en la brotación

Los frutales de carozo tienen una floración anterior a la brotación, pero casi simultánea. Tienen yemas separadas (en la misma ramita hay yemas de madera y yemas de flores), entonces primero se produce la apertura de las yemas florales y a los pocos días la apertura de las foliares.

En los frutales de pepita (manzano, peral), primero se produce la apertura de las yemas y a continuación la floración (las yemas son mixtas, es decir florales y foliares), y ambas funciones se cumplen simultáneamente. Sin embargo, cuando hay falta de frío invernal, como las yemas de leño, son más exigentes en frío que las florales, se produce la correspondiente floración, pero no la foliación.

Es común en años de temperaturas más elevadas observar ramitas de frutales criófilos, poco exigentes en frío, con una floración prematura con el desarrollo

inclusive de pequeños frutitos, pero sin apertura de las yemas foliares, que producirán las hojas. Al no haber hojas que hagan fotosíntesis, se pierden las flores abiertas. Además, descensos térmicos producen el helamiento.

Anomalías en la fructificación

Cuando los años no son suficientemente fríos, en las plantas se observan pocos frutos que, además, son de tamaño variado debido a que se han producido a través de una dilatada floración. A su vez hay una cantidad menor de frutos por la pérdida de yemas, determinando una producción pobre y desuniforme. Es posible efectuar una estimación de rendimiento de una planta exigente al frío en función de las temperaturas invernales que ha soportado.

Cuando las plantas no entran en descanso están en actividad. En el norte del país pueden encontrarse, por ejemplo, durazneros que simultáneamente tienen ramas en descanso, en brotación, en floración, en fructificación incipiente. Es decir, no se está siguiendo el ritmo normal de período vegetativo y período de descanso. Esto trae como consecuencia una pérdida de vitalidad, que afecta también a la longevidad de la planta (disminución en la cantidad de años de producción).

Estimación agroclimática de la exigencia en frío: horas de frío

La cantidad de horas de frío puede conocerse en forma directa a través del registro horario de la temperatura en estaciones meteorológicas automáticas o a partir de las fajas del termógrafo. También existen métodos que permiten su estimación, con distinto grado de exactitud, dependiendo de la zona en la que se los aplique. Entre estos métodos, se encuentran:

Métodos que requieren conocer la temperatura media mensual

Fórmula de F.S. da Mota: relaciona el número mensual de horas de frío por debajo de 7 °C (Y) con la temperatura media mensual de los meses invernales (X). Se hace el cálculo para cada mes y luego se suman los valores para obtener el total de Y:

$$Y = 485,1 - 28,5 X$$

Fórmula de R.H. Sharde: relaciona el número de horas de frío por debajo de 7 °C (T) con la temperatura media de meses invernales (T media), procediendo igual que el caso anterior: $Y = 639 - 33 T_{media}$

Fórmula de Weinberger: relaciona el número de horas de frío por debajo de 7 °C (T) con la temperatura media de junio y julio:

$$T = \frac{T_{\text{media junio}} + T_{\text{media julio}}}{2}$$

Obtenidos ese valor, el número de horas de frío se obtienen de la siguiente tabla:

T	13,2	12,3	11,4	10,6	9,8	9,0	8,3	7,6	6,9	6,3	5,7
Horas de frío	450	550	650	750	850	950	1050	1150	1250	1350	1450

Métodos que requieren conocer la temperatura diaria

Fórmula de Crossa-Reynaud: relaciona el número de horas de frío (n) con las temperaturas extremas diarias: Temperatura máxima diaria (TMa) y mínima diaria (Tmi):

$$n = 24 \frac{(7 - T_{mi})}{(TMa - T_{mi})}$$

Fórmula de Sánchez-Capuchino: utiliza la misma relación anterior, multiplicándola por 1,5:

$$n = 24 \frac{(7 - T_{mi})}{(TMa - T_{mi})} \cdot 1,5$$

A modo de ejemplo, un trabajo realizado en La Plata, tomando datos de un periodo de 10 años y aplicando los distintos métodos, arrojó los siguientes resultados, evaluando estadísticamente que el método de Crossa-Reynaud fue el que mejor se ajustó a los datos obtenidos, en comparación con el registro directo en estación meteorológica (Pardi y Asborno, 2004).

Horas de frío T < 7 °C	Fórmulas					Directas (registradas en estación meteorológica)
	da Motta	Sharde	Weinberger	Crossa-Reynaud	Sánchez-Capuchino	
Nºh	811	1326	843	665	997	741

Exigencia en frío de especies anuales

Los cereales de invierno (trigo, cebada, centeno, avena), muchas hortalizas y otras especies requieren de la exposición a bajas temperaturas para su desarrollo. Muchas de estas especies tienen tejidos activos a la temperatura en las dos fases de variación anual de la temperatura, aunque sin completarlas.

El requerimiento de frío de ciertas especies en alguna de sus etapas de crecimiento, presentando tejidos activos a la temperatura se conoce como **vernalización**. Los cereales de invierno presentan este requerimiento entre emergencia y macollaje. Algunas especies hortícolas también requieren de la exposición a bajas temperaturas para la floración: cebolla, apio. Este hecho, cuando se quieren cosechar bulbos u hojas puede ser contraproducente, porque la exposición de las plantas a bajas temperaturas puede desencadenar, frente al estímulo necesario, la ocurrencia de la floración (floración prematura o bolting) que produce una depreciación del producto cosechable. Otras especies no tienen un requerimiento específico en vernalización, pero mejoran su productividad por la acción de las bajas temperaturas: lentejas, habas, alcaucil.

Si durante el periodo sensible a la vernalización se produce la alternancia de días con temperaturas vernalizantes y días con temperaturas fuera de esos valores, se producen alteraciones en la satisfacción del requerimiento. La ocurrencia de temperaturas por debajo de las vernalizantes pueden interrumpir el proceso; mientras que temperaturas superiores reducen el efecto favorable ya acumulado, como un efecto de “**devernalización**”, que puede ser de carácter reversible, pudiendo volver a vernalizarse ante la ocurrencia de las temperaturas adecuadas.

Por ejemplo, una variedad de centeno invernal muy exigente en frío que requiere para vernalizar la exposición a 1 °C durante 42 días puede. La satisfacción de este requerimiento puede perderse por la exposición a temperaturas elevadas. El efecto vernalizante se pierde con temperaturas de 20 °C durante 10 días o con temperaturas de 40 °C en 8 horas. Así la satisfacción de la exigencia en frío de una especie está en relación con la manera en que esas horas de frío son asimiladas por el vegetal. La desvernalización es la causa por la cual en la zona de La Plata se implementó el cultivo de apio bajo cubierta. La planta se ve desmerecida comercialmente si alcanza la vernalización y emite el ápice floral. La producción en invernadero causa un efecto desvernalizador durante las horas del día, prolongando el estado vegetativo y, por ende, el período de cosecha.

La necesidad de frío puede ser satisfecha artificialmente, mediante el procedimiento de la vernalización artificial exponiendo a las semillas u órganos sensibles a bajas temperaturas por cierta cantidad de tiempo.

Ventajas de la vernalización

- Mejor crecimiento y uniformidad
- Aumento de resistencia a sequía
- Aumento de rendimientos

- Adelanto físico (acortamiento del período vegetativo)
- Permite utilizar variedades invernales (más rendidores)
- Importancia en estudios bioclimáticos

Acción de la temperatura por su variación o amplitud: termoperiodismo

El **termoperiodismo** es la influencia que tiene la amplitud térmica anual, diaria o asincrónica sobre el crecimiento y desarrollo de los vegetales. El **termoperíodo** es la variación diaria o anual de temperatura.

La vegetación presenta diferente comportamiento y tipo según la distinta amplitud térmica anual. Conocer el efecto del termoperiodismo permitió explicar las intercepciones fenológicas.

El termoperíodo debe ser tenido en cuenta para la introducción de especies exóticas en un país. Estas especies deben ser (dentro de otras condiciones) procedentes de regiones donde el termoperíodo a los que están sometidos en el lugar de origen sea similar al lugar donde van a ser introducidas.

Este inconveniente no tomado suficientemente en cuenta ha sido la causa, de fracasos y éxitos. Entre los fracasos, se puede mencionar la introducción al hemisferio sur de especies arbóreas y frutales con exigencia en frío durante el período de descanso en lugares donde no pueden satisfacer esa exigencia. Otro fracaso muy importante es el producido con la introducción de variedades de trigo del hemisferio norte en países del hemisferio sur. Ninguna variedad de trigo sembrada en la Argentina, proveniente de semilla del hemisferio norte pudo prosperar debido a su alta exigencia en frío. Aunque algunos de esos trigos luego entraron como material genético para la obtención de variedades autóctonas, ninguna de ellas pudo prosperar en nuestro ambiente. Como casos exitosos, puede considerarse la introducción del cultivo del manzano del Asia Media al estado de Washington, donde el manzano se ha naturalizado porque las condiciones térmicas del NW de USA son prácticamente similares a las que se encuentran en el Asia Media. Otro ejemplo es el de la papa, originaria de la isla de Chiloé (que presenta una amplitud térmica muy suave), introducida con éxito total en Irlanda (cuya amplitud térmica no varía durante todo el año).

Termoperiodismo anual

La temperatura media anual sirve como límite para definir dos fases: **termofase positiva** (+): días con temperatura media mayor que la temperatura media anual y la **termofase negativa** (-): días con temperatura media menor que la media anual. Dentro de cada termofase se identifican ramas ascendentes y descendentes (Figura 99).

Los cultivos pueden ubicarse en distintas fases de la variación anual de la temperatura, pudiendo clasificarse, según Burgos (1952) en:

Termocíclicas: plantas con tejidos activos a la temperatura en uno o más ciclos de la variación anual (plantas bianuales o perennes). Por ejemplo, el manzano, porque aun cuando durante el invierno no tenga tejidos verdes expuestos a la temperatura, estos son activos, acumulando horas de frío. Los cítricos también tejidos activos durante todo el ciclo de variación anual.

Paratermocíclicas: son aquellas que tienen tejidos activos a la temperatura en las dos fases de variación anual de la temperatura, sin llegar a completar ninguna de ellas. Por ejemplo, el trigo u otras especies invernales, que se siembran en otoño – invierno (en la fase negativa) y se cosecha en la fase positiva.

Atermocíclicas: tienen tejidos activos a la temperatura en una sola fase de la variación anual de la temperatura. El maíz, la soja y el sorgo, por ejemplo, solamente tienen tejidos activos en la fase positiva de la variación anual de la temperatura. Se siembran cuando la temperatura comienza a ascender en primavera y se cosecha cuando la temperatura ha descendido en otoño, sin llegar al invierno.

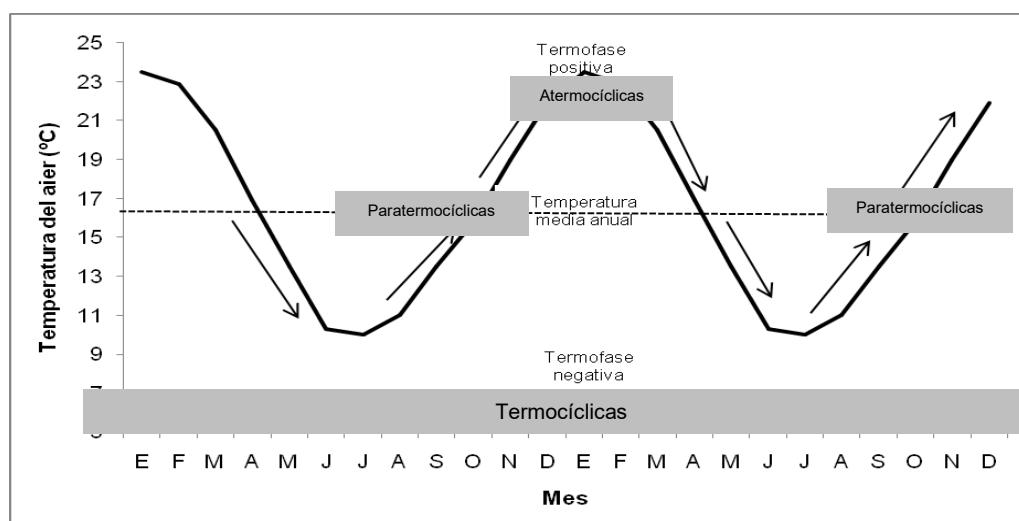


Figura 99. Variación anual de la amplitud térmica y clasificación de las plantas según su ubicación respecto a la variación anual de la temperatura

Formas de expresión

Dos localidades pueden tener igual temperatura media anual, pero distinta amplitud térmica media anual, por lo tanto, distinto termoperiodismo anual. O sea, el primer factor por sí solo no puede justificar el termoperiodismo anual, pero si agregando el segundo término de la expresión.

Para el cálculo, los límites tienen que ser referidos a aquellos valores térmicos que tengan influencia sobre el vegetal, o sea que cuando se habla de termoperiodismo anual, debe hacerse referencia al cultivo y la localidad.

El termoperiodismo anual (X) es el valor medio de la amplitud térmica de los dos límites que tienen influencia sobre el vegetal, más/menos la mitad de la amplitud total. Ejemplos:

Trigo en Pergamino: la siembra se efectúa en mayo cuya temperatura media es de 12 °C. La cosecha es en diciembre con una temperatura media de 22 °C. Para calcular el termoperiodismo anual, deben considerarse la temperatura más baja que soporta el cultivo de trigo durante su ciclo (julio = 9,2 °C).

Siembra	Mayo	12 °C	}
Cosecha	Diciembre	22 °C	
	Julio	9,2 °C	

$$X = 15,6 \pm 6,4 \text{ °C}$$

Paratermocíclicas

$$(22 \text{ °C} + 9,2 \text{ °C})/2 = 15,6 \text{ °C}$$

$$(22 \text{ °C} - 9,2 \text{ °C})/2 = 6,4 \text{ °C}$$

Manzana en Cipolletti: como es una planta perenne no puede considerarse cuando se siembra y cosecha, sino las temperaturas más baja y alta del año.

Julio	Temperatura más baja 5,2 °C	}
Diciembre	Temperatura más alta 22,5 °C	

$$X = 13,8 \pm 8,7 \text{ °C}$$

Termocíclicas

Maíz en Casilda

Siembra y cosecha	Setiembre y Mayo 13 °C	}
Temperatura más alta	Enero 24 °C	

$$18,5 \pm 5,5 \text{ °C}$$

Atermocíclica

Termoperiodismo diario

Considera la influencia de la amplitud térmica diaria en el desarrollo de los vegetales. En las especies atermocíclicas, esta variación diaria puede tener

influencia por sí misma, en las especies paratermocíclicas, hay coincidencias en el termoperíodo diario con el anual.

En las especies termocíclicas es necesaria la amplitud térmica diaria para promover su desarrollo. Por ejemplo, en tomate se observó que plantas creciendo en invernáculo a temperatura constante de 26 °C producían flores, pero en poca cantidad y frutos pequeños. En cambio, a medida que la temperatura disminuía durante la noche, la cantidad de flores y frutos aumentaba.

La aptitud térmica juega un papel preponderante en el desarrollo. Hay otros aspectos en la fisiología de las plantas que son favorecidos por esta variación diurna y nocturna de la temperatura. Por ejemplo, el guayule²⁷ (*Parthenium argentatum*), que es una especie cauchífera, al contrario de las otras especies también cauchíferas, puede desarrollarse en regiones templadas, y aun frías y áridas, pero no produce caucho si no hay descenso nocturno de la temperatura, durante el desarrollo.

El termoperiodismo diario, como el anual, consta de dos termofases. Una positiva y otra negativa (Figura 100).

El termoperiodismo diario puede modificar la respuesta de plantas que requieren vernalización, produciendo la desvernalización al elevarse las temperaturas durante el día.

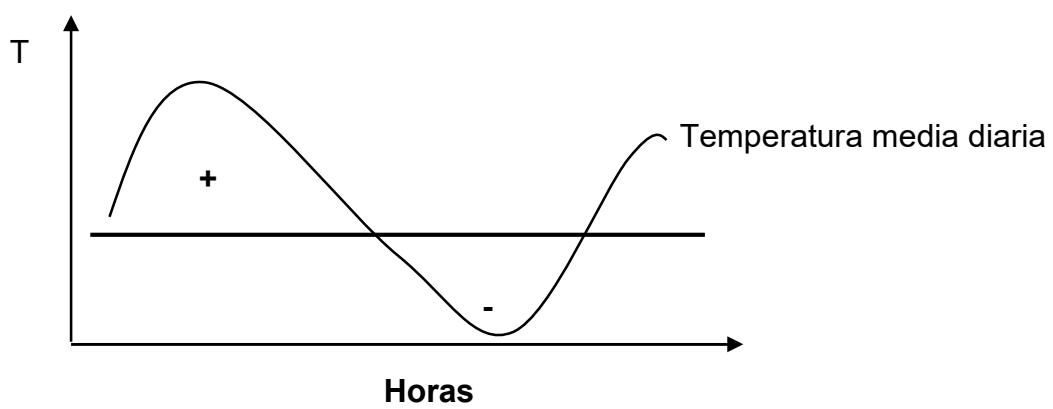


Figura 100. Termoperiodismo diario

²⁷ Información sobre la especie: https://en.wikipedia.org/wiki/Parthenium_argentatum

Formas de expresión

El termoperiodismo diario es el valor medio de la amplitud térmica diaria que tiene influencia sobre el vegetal, +/- la mitad de la variación total.

Si se supone que durante el día la temperatura máxima es de 20 °C y la mínima de 10 °C. El valor medio sería 15 °C +/- la mitad de la variación total que en este caso es = 20 – 10 = 10/2 = 5. Entonces, el termoperiodismo diario es 15 +/- 5 °C.

La dificultad de trabajar con datos diarios radica en la cantidad de cálculos a realizar al trabajar temperaturas máximas y mínimas diarias para períodos prolongados, así como un problema frecuente que es la imposibilidad de acceder a datos diarios. Esto puede suplirse trabajando con valores medios mensuales. Para esto, se calcula la temperatura máxima y mínima media mensual y se hace el valor de medio de la variación total más/menos la mitad de la variación total.

Ejemplo 1: Papa en Balcarce. Termoperiodismo anual: 14,6 +/- 6,3 °C

Meses	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
T. máx. media (°C)	20,1	24,2	27,3	29,4	28,2	25,4	20,5	15,8	13,0	12,2	13,5	16,5
T. mín. media (°C)	7,2	9,4	11,4	12,8	13,0	11,4	9,2	6,3	4,3	3,5	3,6	5,3
T. mensual	13,6	16,8	19,4	21,1	20,06	18,4	14,8	11	8,6	7,8	8,6	10,9
	+-	+-	+-	+-	+-	+-	+-	+-	+-	+-	+-	+-
	6,5	7,4	8,3	8,3	7,6	7	5,6	4,8	4,4	4,4	4,9	5,6

Ejemplo 2: Manzanas en Cipolletti. Termoperiodismo anual: 13 +/- 8,7 °C

Meses	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
T. máx. media (°C)	19,3	22,9	26,8	29,7	31,2	30,9	26,8	22,9	16,7	13,6	14,1	15,7
T. mín. media (°C)	3,0	6,0	9,3	11,1	12,6	11,1	8,8	4,2	1,5	- 0,4	- 1,9	0,4
T. mensual	11,2	14,4	18	20,4	22,2	21	17,8	13,6	9,1	6,6	6,1	8,0
	+-	+-	+-	+-	+-	+-	+-	+-	+-	+-	+-	+-
	8,2	8,4	8,5	9,3	9,6	9,9	9,0	9,4	7,6	7,0	8,0	7,7

Considerar solo la temperatura media a la hora de evaluar su influencia sobre el crecimiento puede conducir a incurrir en errores. Observando los valores calculados, el termoperíodo anual en Balcarce es de 14,6 °C y en Cipolletti es de 13,8 °C. Considerando estos dos valores, pareciera que las dos localidades tuvieran una temperatura media similar, lo que es así. Sin embargo, lo que importa es cómo varían esas temperaturas en cada sitio.

La papa es un cultivo que requiere un termoperíodo anual fresco y de baja amplitud. En cambio, el manzano exige uno de similar frescura, pero de gran amplitud. De las tablas previas surge que en Cipolletti la temperatura mínima llega en invierno a valores negativos. En cambio, en Balcarce son superiores.

Esto señala la importancia que tiene el estudio de las temperaturas máximas y mínimas diarias.

Termoperiodismo asincrónico

Es una variante del termoperiodismo diario, que se presenta en los climas como el de nuestro país, caracterizados porque la temperatura del aire no muestra un crecimiento diario definido desde invierno a verano, o a la inversa, una disminución paulatina y constante de verano a invierno. Durante el año se produce una alternancia de períodos de altas y bajas temperaturas, los que pasan desapercibidos en los valores climáticos, como las temperaturas medias, máximas, medias y mínimas medias mensuales.

En nuestro país, no existen barreras orográficas con sentido latitudinal, lo que permite que periódicamente grandes movimientos horizontales de aire frío de origen polar o antártico produzcan pronunciados descensos de la temperatura del aire (aun en pleno verano), que son seguidos por períodos más calientes cuando se restablece la circulación normal.

Esta aperiodicidad en la marcha térmica produce trastornos en las especies que tienen poca exigencia en frío y un bajo umbral de brotación o floración. El caso típico es el del almendro, que como ya se describió, cuando se suceden períodos fríos satisface rápidamente su poca exigencia en frío, y luego, en los períodos cálidos posteriores comienza a brotar y a florecer. Estas flores y brotes no llegan a prosperar porque los descensos térmicos posteriores y heladas producen daños irreversibles.

Las especies arbóreas autóctonas de nuestro país, como tipa, lapacho, jacarandá, que no presentan exigencia en frío (pues el clima suave de nuestro país no alcanzaría a satisfacerlos) se defienden del asincronismo térmico porque tienen un umbral de brotación muy elevado, que recién alcanzan a fines de primavera - principios del verano, cuando ya es difícil la ocurrencia de descensos térmicos muy marcados.

Radiación solar como elemento bioclimático del crecimiento

Su acción se da por su efecto energético sobre la fotosíntesis, siendo importante su calidad, intensidad y duración para este proceso. Según el requerimiento lumínico para su saturación lumínica (punto a partir del cual aumentos de radiación no se traducen en aumento de fotosíntesis), las plantas pueden clasificarse en:

Plantas heliófilas: se saturan lumínicamente con valores muy elevados de radiación (600 a $1000 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$): melón, pimiento, berenjena, batata, clavel, rosa. Se aclimatan más fácilmente a flujos de radiación menores.

Plantas con necesidades intermedias: la máxima eficiencia fotosintética se consigue con iluminación de 190 a $380 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$: repollo, papa.

Plantas de sombra: se saturan lumínicamente con valores entre 200 a $300 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$: plantas ornamentales de interior. Menor capacidad de aclimatación (fotoinhibición, fotooxidación)

Radiación solar como elemento bioclimático del desarrollo

Juntamente con la temperatura, la duración del día tiene una acción fundamental en el desarrollo de los seres vivos, la cual recibe el nombre de **fotoperiodismo**. El fotoperiodismo es la respuesta biológica a un cambio de las proporciones de luz y oscuridad en un ciclo diario de 24 horas.

Este efecto de la duración del día o fotoperiodismo, no se refiere a la intensidad de la luz, sino a la cantidad de horas del periodo de iluminación diaria. Pequeñas intensidades de luz, como la luz crepuscular o la recibida bajo cielos nublados producen efecto fotoperiódico. Es por ello por lo que en bioclimatología cuando se habla de duración de día se comprende al periodo total de tiempo diario, en horas y minutos o en horas y decimos que se extiende desde la iniciación del crepúsculo matutino (sol 6° por debajo del horizonte) hasta la finalización del crepúsculo vespertino. A este lapso se lo designa **fotoperíodo**. El fotoperíodo comprende el día civil más la duración de ambos crepúsculos.

La incidencia de la duración del día sobre la floración se observó inicialmente en tabaco var. Maryland, que en Washington (lugar de experiencia) no florecía durante su época normal de cultivo (verano), aunque se variaran las condiciones de temperaturas, riegos, etc. En contraposición, las plantas mantenidas en invernáculo florecían en pleno invierno, siendo las condiciones térmicas, hídricas y edáficas similares a las del verano, habiendo variado únicamente la duración del día. Luego, se confirmó que la reducción artificial de

la duración del día en las plantas cultivadas durante el verano promovía su floración.

Posteriormente, se realizaron ensayos con 4 variedades de soja: Mandarín, Pekín, Tokio y Biloxi, cultivándolas en invernáculos con adecuadas condiciones de temperatura y fertilización controlada, con distintas duraciones de iluminación diaria. La cantidad de días transcurridos entre el nacimiento y la floración de los distintos grupos fue:

Horas de luz	Días nacimiento - floración			
	Mandarín	Pekín	Tokio	Biloxi
5	23	21	24	27
7	21	21	24	26
12	21	21	28	28
15	26	62	73	110

Mandarín se comportó como una variedad indiferente a la duración del día, ya que tardó igual tiempo en florecer, independientemente de las horas de luz, aunque 15 horas produjeron un atraso de cinco días. Pekín se comportó como una variedad de día corto, y Tokio y Biloxi comenzaron a alargar el subperíodo aun con días de 12 horas.

De esta manera, según su exigencia fotoperiódica, las especies vegetales pueden clasificarse en:

Plantas a días cortos: florecen con días de menos de 12 a 14 horas y su desarrollo se acelera, anticipando la entrada en floración tanto más, cuanto más cortos son los días. Son originarias de regiones tropicales o subtropicales. Dentro de las especies cultivadas se encuentran: maíz, soja, arroz, mijo, algodón, tabaco, haba, sésamo, poroto. Se los siembra en primavera y florecen del solsticio de verano, cuando los días empiezan a acortarse. Además, estas plantas son mucho más influidas fotoperiódicamente por días menores de 12 horas, pero en disminución, es decir acortándose cada día más (otoño) que, por días de menos de 12 a 14 horas, pero alargándose (invierno – primavera).

Plantas a días largos: florecen con días de más de 12 a 14 horas y su desarrollo se acelera anticipando la floración tanto más, cuanto más largos son los días. Corresponde a especies originarias de latitudes medias o zonas montañosas de la zona templada. Son cultivos invernales cuya floración se manifiesta en primavera con los días alargándose: cereales de invierno, alpiste, lino, arveja, vicia, lechuga, espinaca.

Plantas indiferentes: no manifiestan exigencia fotoperiódica, siendo capaces de florecer con cualquier duración del día. Por ejemplo: tomate, algunas variedades de girasol.

Existen algunas especies clasificadas como **plantas intermedias**, que florecen con días que presentan 12 a 14 horas de duración. Estas especies no son muy abundantes, pudiendo mencionarse como ejemplos algunas variedades de caña de azúcar, *Taraxacum* sp., algunos trigos.

En función de estos requerimientos, una especie a días cortos se comportará como más precoz a medida que se la cultive cada vez más cerca del Ecuador, donde la variedad a días largos se comporta como tardía, demorando o aun no manifestando la floración. A la inversa, cuando se desplaza hacia latitudes altas, la variedad a días largos se manifestará como más precoz.

Si a una planta de día corto se le interrumpe la duración de la noche con una iluminación durante 10 a 15 minutos, se producirá un retardo en la fecha de floración. A la inversa, haciendo lo mismo a una planta de día largo se acelera la floración. Si se producen oscurecimientos breves durante el período diurno de ambos grupos de plantas, no se producen sensibles modificaciones en la fecha de floración. Estos hechos han llevado a algunos autores a significar que lo que tiene efectivamente importancia no es la duración del día sino la de la noche y se debería hablar de plantas a noches largas en vez de días cortos.

Si bien las adaptaciones sufridas a través de su cultivo y las producciones de la fitotecnia han determinado muchas modificaciones en las exigencias fotoperiódicas, las especies mantienen en general, las exigencias ancestrales de sus ascendientes. Según Vavilov, el lugar de origen de las plantas cultivadas está relacionado con la duración del día que exigen para florecer.

Inducción fotoperiódica

Es la práctica de satisfacer artificialmente las exigencias fotoperiódicas en forma anticipada. Los mejores efectos se consiguen en los primeros estados de crecimiento y aun en la germinación. Hasta ahora no ha sido posible inducir todas las plantas, pero es una técnica bastante difundida.

La inducción de plantas a día largo se puede hacer manteniendo las semillas recién germinadas o las pequeñas plántulas, bajo condiciones de luz continua durante un período de 10 a 15 días. Posteriormente serán capaces de florecer (siempre que hayan satisfecho las otras condiciones exigidas, por ejemplo, la suma de temperaturas) aún bajo días cortos. Para las plantas a días cortos, la inducción se hace sometiendo a las plantitas a períodos alternados de luz y oscuridad, de corta duración, durante 10 a 15 días.

Acción de la luz lunar

Desde el momento que la acción fotoperiódica puede ser provista por luz de muy baja intensidad, es conocido que la luz lunar puede actuar con efecto fotoperiódico en plantas a día largo produciendo una especie de inducción que las lleva a florecer rápidamente. Esto es esencialmente cierto para especies de ciclo corto. Azzi realizó experiencias con lechuga, cebolla y rabanitos, encontrando que estos últimos florecían rápidamente cuando las siembras o almácigos se efectuaban durante períodos de cuarto creciente, de manera que las plantitas crecieran bajo luna llena. Con el inconveniente que había poco crecimiento de raíz que es lo que interesa. A la inversa, cuando la siembra se realiza en cuarto menguante la floración recién se produce a los 40 a 50 días, con un engrosamiento adecuado de las raíces. La lechuga, sembrada en menguante producía un buen crecimiento de hojas, en cambio la sembrada en creciente, a las 2 a 3 semanas florecía sin mayor desarrollo de la parte foliar.

En general, para las plantas de bulbos o tubérculos, las condiciones de duración del día que aceleran el desarrollo son inconvenientes para un buen tamaño de bulbos.

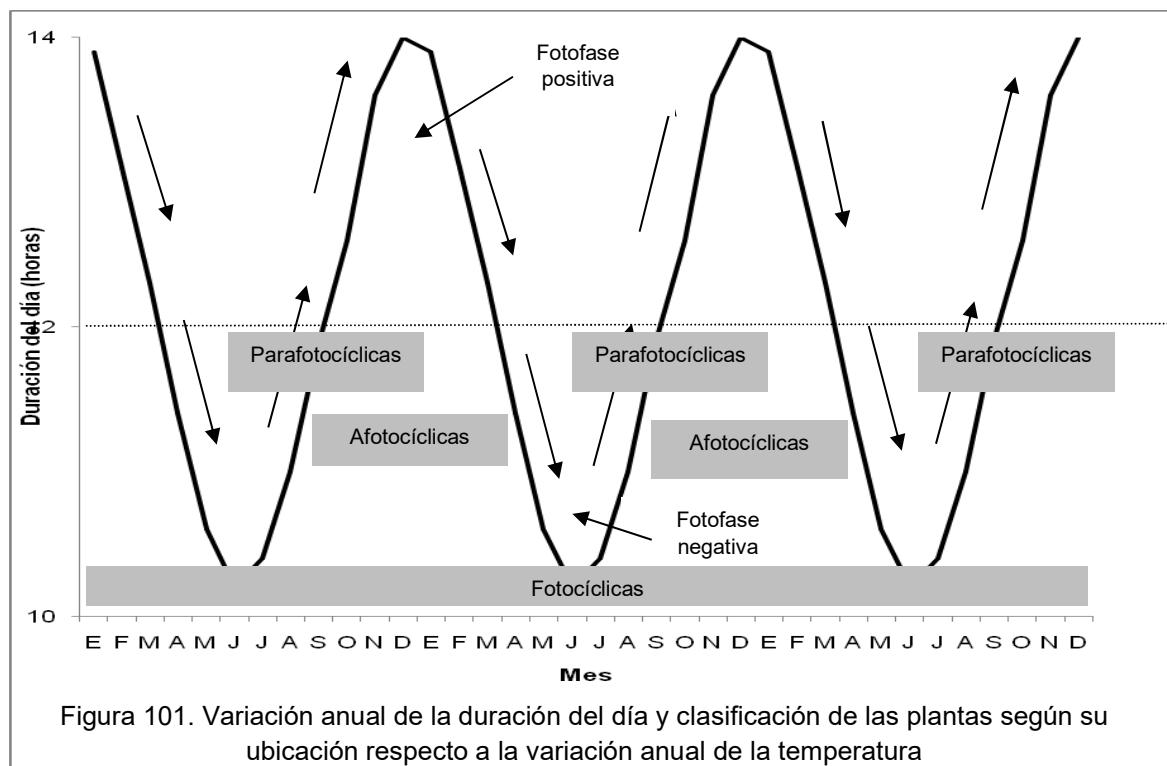
Clasificación bioclimática de las plantas según la variación anual del fotoperíodo

Numerosas experiencias y observaciones muestran que la acción del fotoperíodo no se reduce solo a su expresión de duración aislada, de efecto más o menos inmediato, sino principalmente a su variación anual, es decir la acomodación o la variable exigencia de las plantas durante su ciclo. Por ejemplo, el trigo exige días cortos durante las primeras etapas y días largos después de la encañazón. Con muchas especies sucede lo mismo. Por lo tanto, hay que considerar no solo la acción del fotoperíodo diario, sino también la de un fotoperíodo anual. Burgos propuso una clasificación de las plantas basándose en las exigencias que presentan acerca de la variación anual del fotoperíodo (Figura 101).

Fotocíclicas: especies que presentan tejidos activos a la acción de la luz durante un ciclo completo o más de la variación de la duración del día. Ejemplo: naranjo

Parafotocíclicas: especies que presentan tejidos activos a la acción de la luz en ambas fases de variación anual de la duración del día, pero sin completarlas. Ejemplo: cereales de invierno

Afotocíclicas: especies que presentan tejidos activos a la acción de la luz en una sola de las dos fases de la variación anual de la duración del día. Ejemplo: maíz.



Régimen pluvial y los fenómenos periódicos de los vegetales

La temperatura y la duración del día tienen un efecto cualitativo, permitiendo que un cultivo puede desarrollarse en un determinado lugar. En cambio, la humedad tiene efecto sobre el rendimiento, pues su presencia, ausencia o variación, determina que los rendimientos sean mayores o menores en un lugar donde los elementos bioclimáticos (temperatura y duración del día) han posibilitado la implantación de un cultivo.

Por ejemplo, en aquellas regiones donde la temperatura es alta todo el año, la duración del día varía poco y las lluvias son continuas, como en las regiones ecuatoriales, el cultivo puede implantarse en cualquier época del año (no existe un ciclo biológico definido). En las regiones tropicales, donde existe una verdadera estacionalidad de las precipitaciones (época seca y húmeda), los cultivos se hacen en la época húmeda. Si las condiciones de temperaturas y humedad son favorables a los cultivos, pueden hacerse más de una vez por año (2 ó 3 cosechas de trigo en la parte central de África, 2 cosechas de uva en el sur de Brasil, 2 de arroz en Colombia).

El umbral hídrico no tiene tanto sentido bioclimático. En algunos casos tiene importancia, por ejemplo, los sorgos y el algodonero (algunos cultivares, dependiendo de su genética) pueden haber alcanzado su estado de disposición, pero no florecen (no panojan en el caso del sorgo), si no tienen suficiente humedad disponible en el suelo. Esta es una buena cualidad de un cultivo que sabe esperar para llegar al periodo crítico de maduración y floración en momentos en que la humedad del suelo les sea favorable.

Caracterización de las exigencias meteorológicas de los cultivos: métodos de investigación en bioclimatología

Existen procedimientos y metodologías para estudiar la incidencia de los distintos elementos ambientales sobre el crecimiento y desarrollo vegetal. Sin embargo, por definición, la bioclimatología aborda el estudio del comportamiento de las especies agrícolas en el medio ambiente de su región de cultivo, considerando la interacción que se produce entre los elementos.

Estos estudios combinados pueden hacerse a campo o en laboratorios, como se describe a continuación.

Siembras continuadas

Se realizan siembras a intervalos de tiempo regulares (quincenales) en parcelas experimentales, de especies o variedades cuyas exigencias bioclimáticas se deseen conocer, a través de un periodo dilatado del año, incluyendo siembras desde otoño a primavera, si se trata de un cultivo invernal o de primavera a otoño si es estival. Cada época de siembra corresponde a una combinación diferente de elementos meteorológicos que actúan sobre los cultivos ensayados, los que determinan diferentes reacciones de las especies en estudio. La ventaja de este método de ensayo es que se usa el mismo material, el mismo suelo y observador, aplicando siempre el mismo criterio de observación; variando solo los elementos bioclimáticos o los climáticos en general. Con un solo año de ensayo se pueden obtener cantidades de combinaciones, tantas como épocas de siembras realizadas, y que corresponderían a tantos ambientes climáticos utilizados en siembras geográficas.

Ensayos geográficos

Consiste en utilizar una única fecha de siembra, en distintas localidades, logrando así la combinación de distintos elementos meteorológicos. En realidad, no deben considerarse a los ensayos geográficos como un método bioclimático, sino como ecológico, porque no varían solamente las condiciones

ambientales, sino también las del suelo; que pueden no ser significativas para la respuesta del cultivo, pero en algunos casos ser limitantes.

Siembras continuadas en ensayos geográficos

Es la máxima posibilidad de combinaciones naturales de elementos meteorológicos actuando sobre una especie, con tantas reacciones como épocas de siembra. Ejemplo: 15 épocas de siembra en 10 localidades distintas = 150 reacciones diferentes del cultivo frente a los elementos meteorológicos, durante su ciclo vegetativo.

Cámaras climáticas y fitotrones

Son instrumentos donde los elementos meteorológicos son simulados y controlados artificialmente, con el fin de estudiar aspectos del crecimiento y desarrollo de un cultivo, a través de las observaciones fenológicas y fenométricas, y su relación con los mismos elementos. En las cámaras climáticas se puede variar la temperatura diurna o nocturna y la duración del día. Los fitotrones son invernáculos grandes, con una serie de habitaciones donde el aire es acondicionado, se puede regular la humedad relativa, la temperatura del sustrato, manejar la iluminación para variar la duración del día y producir lluvia artificial. A su vez, en cada habitación se puede aplicar una combinación diferente de estos elementos, modificando así los tratamientos. Sin embargo, el estudio en fitotrones aplica mejor al estudio de aspectos fisiológicos de la respuesta del vegetal cuando se mantiene constante un elemento y se varían otros.

Tratamientos especiales

Los ensayos de siembras continuadas o geográficos pueden combinarse con la aplicación de tratamientos especiales que tiendan a evidenciar la acción de un elemento bioclimático en particular.

Cuando no es factible llevar a cabo ensayos de campo o en cámaras de cultivo, pueden aplicarse otros métodos como el **método geográfico deductivo** basado en que, si un cultivo se efectúa en un lugar, en el que se dan determinadas características climáticas, se puede deducir que, en otros sitios con características similares, el cultivo prosperará. También pueden establecerse correlaciones entre variables ambientales (temperatura, precipitación, etc.) y rendimientos para el mismo periodo de tiempo, determinando así las exigencias de los subperiodos o especies en general.

Modalidad bioclimática de los cultivos

Si bien no es posible hacer una delimitación exacta respecto a las exigencias y tolerancias bioclimáticas por grupo de cultivo, sí puede establecerse una tendencia general acerca de qué requieren para satisfacerlas.

El agrupamiento que se presenta a continuación indica características generales de los cultivos, pero para estudiar las particularidades de cada uno, deberá hacerse una investigación específica acerca de las exigencias de las especies, y de cada variedad dentro de ellas.

La primera división que se puede realizar es en plantas anuales y perennes, cuya diferenciación está dada por la fecha de siembra. Una planta perenne está implantada en el lugar, y por lo tanto la fecha de iniciación del ciclo vegetativo dependerá de las condiciones meteorológicas de cada año. En cambio, en los cultivos anuales, la fecha de siembra tendrá variaciones año tras año, para acomodarlas a las condiciones particulares de cada ciclo.

Plantas anuales

Plantas invernales: incluye a algunos de los principales cultivos del país como trigo, avena, cebada, centeno, lino, legumbres de grano, arveja, haba, garbanzo, lenteja.

Plantas estivales: maíz, sorgo, mijo, girasol, soja, algodón, maní, cáñamo, tabaco.

Plantas de media estación: en las especies de este grupo no son los granos ni los frutos los que se utilizan como producción agrícola, sino que son las raíces o tallos engrosados, y hojas. La floración de estas especies se produce a expensas de las sustancias de reserva que son las que se utilizan para la producción de los órganos cosechables. Por lo tanto, todas aquellas condiciones climáticas que favorezcan la floración están perjudicando su producción. Estas especies prosperan bien en sitios donde hay largos períodos con niveles térmicos de 10 a 20 °C. Entre estas especies, se encuentran: papa, remolacha, zanahoria, coliflor, cebolla, espinaca.

Características primordiales de los cultivos invernales

- Requieren enfriamiento en los primeros estados de crecimiento, aunque cada especie requiere un enfriamiento diferente y dentro de cada especie, también cada variedad. Las distintas variedades de una especie tendrán una exigencia en vernalización similar al lugar de origen.

- El mínimo de crecimiento se encuentra alrededor de 5 °C, siendo cultivos que pueden extenderse hacia elevadas latitudes. Son más o menos resistentes a temperaturas inferiores a 0 °C.
- Bajo requerimiento calórico para madurar. Al bajo nivel térmico requerido para el crecimiento (5 °C), se suma una baja exigencia de temperatura para madurar.
- Adelantan el desarrollo con días largos.
- Exigencias en agua de los cultivos invernales son inferiores a los estivales. A menor temperatura menor evaporación, y por lo tanto consumo de agua.

Características primordiales de los cultivos de verano

- No requieren enfriamiento, realizándose en lugares donde el descenso térmico invernal es muy poco acentuado.
- Mínimo de crecimiento alrededor de 10 °C. Al hacer esta caracterización para cultivos estivales, debe tenerse en cuenta, especialmente, la suma de temperaturas.
- Tienen gran requerimiento calórico para madurar. Su cultivo se desplaza hacia el Ecuador.
- No resisten temperaturas inferiores a 0 °C, por lo que su cultivo se realiza en el período libre de heladas, que cuanto mayor sea, más favorable será.
- El adelanto de la floración se produce con días cortos.
- Exigencias de agua más marcadas que en los invernales, por la mayor evapotranspiración.

Cultivos hortícolas²⁸

Su estudio se hace principalmente con relación a las exigencias térmicas, porque normalmente se hacen con riego. Se agrupan en cultivos de inviernos y de veranos según sus exigencias térmicas.

Los invernales prefieren temperaturas entre 14 y 18 °C, siendo perjudiciales las altas temperaturas del verano (cultivos de media estación). Dentro de ellos hay cultivos que resisten heladas, como repollos y otras crucíferas, espinacas y acelga (cultivos para hoja) y otros que son dañados por las heladas: coliflor, brócoli, lechuga, zanahoria, apio, arveja, papa. A todos estos los favorecen temperaturas entre 10 y 20 °C.

Hay otros cultivos que están adaptados a diversas temperaturas (13 a 26 °C), pero que no resisten heladas, salvo ciertas excepciones como la cebolla y el ajo.

Otro grupo de hortalizas son cultivos de verano. No soportan temperaturas inferiores a 0 °C: melón, pepino, zapallo, poroto, tomate, chaucha, pimiento, maíz dulce. Hay un grupo de especies hortícolas netamente estivales, como la sandía, batata, berenjena y variedades de pimiento, para las durante el periodo de crecimiento la temperatura no debe descender de 21 °C.

Modalidad bioclimática de los cultivos perennes

Criófilos: su característica principal es la exigencia en frío, que depende de la especie.

El proceso normal de estas especies (prototipo: manzano²⁹) consiste en un período invernal desprovisto de hojas, sin actividad fenológica visible, pero en actividad fisiológica (satisfacción de horas de frío). Pasado el período invernal,

²⁸ Más información: Garbi, M. 2021. Fenología y bioclimatología de los principales cultivos hortícolas. En: Producción hortícola periurbana. Aspectos técnicos y Laborales. Martínez, S.; Carbone, A. & Garbi, M. Coords. Disponible en: <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/120969>

²⁹Actualmente, por mejoramiento genético se han obtenido cultivares de manzano con menor requerimiento en frío invernal, ampliando la posibilidad respecto a áreas de cultivo.

Fenoy, J.L. 2015. Producción de manzanas en el centro norte entrerriano. Resultados de 10 años de observaciones. Disponible en: https://inta.gob.ar/sites/default/files/inta_concordia_produccion_de_manzanas_en_el_centro_norte_de_entre_rios.pdf

Alayon Luaces, P.; Rodríguez, V. 2010. Análisis fenológico de cultivares de manzana (*Malus domestica* Borkh.) de bajo requerimiento de horas de frío en el San Luis del Palmar (Corrientes). Agrotécnica 20 (2010): Disponible en: <file:///C:/Users/Usuario/Downloads/334-848-1-PB.pdf>

se produce brotación y floración en primavera. A partir de estas dos fases, se inician los procesos vegetativo y generativo.

El vegetativo comienza con la brotación, foliación, el alargue de las ramitas en primavera, luego en verano hay poca actividad de crecimiento, hasta llegar el otoño, que comienza el amarilleo de las hojas y su posterior caída, para entrar en el descanso. El proceso generativo comienza con la floración, fructificación y maduración de los frutos.

La inadecuada satisfacción de horas de frío produce duración prolongada de la floración, dobles floraciones, desvitalización de la planta, caída de yemas y reducido rendimiento. Esto debe tenerse en cuenta para la correcta ubicación de los cultivos en zonas donde puedan satisfacer sus necesidades correctamente. Por ello, no pueden ubicarse en la región oriental y central de la Argentina, dada la escasa cantidad de horas de frío. Así, las plantaciones deben desplazarse hacia el occidente y hacia el sur, lo que determina la aparición de dos adversidades: sequía y heladas (no invernales, pues las invernales las soportan perfectamente por carecer de hojas), pero si las que se producen en el comienzo de la primavera. De esta manera, se debe considerar los niveles de tolerancia de los cultivos criófilos, en el momento crítico de la floración.

Termófilos: la característica de los perennes termófilos es la exigencia de temperaturas elevadas. No es necesaria una interrupción del crecimiento, sino que cuanto mayor sea el tiempo con temperaturas favorables, mayor será la actividad fotosintética y, por lo tanto, el rendimiento.

Deben preferirse zonas en las cuales no haya interrupción de crecimiento, considerando que esto puede ocurrir con temperaturas inferiores a 12 a 15 °C. La planta presenta actividad durante todo el año, siendo de follaje persistente, aunque anualmente van renovando por partes su follaje. Normalmente se produce la defoliación en el momento de brotación principal en primavera.

Como ejemplo de estos cultivos están los cítricos (*Citrus* sp.), especies subtropicales, que en la Argentina son más importantes que el ananá o el cacao. Estas últimas no soportan temperaturas debajo de 0 °C, en cambio los cítricos tienen resistencia. La fase principal (cuajado de los frutos) coincide con la brotación y la floración de primavera. Durante todo el verano continúa el crecimiento de los frutos, por lo que es importante que durante este periodo la temperatura sea suficientemente elevada. En el país, la producción de cítricos está limitado por el centro sur de la provincia de Buenos Aires (37- 38° de latitud) (isoterma de 18 °C), no sólo por el verano fresco sino por las heladas demasiado intensas. La limitación en el cultivo de los cítricos se encuentra en la temperatura mínima invernal.

La primera reacción de la planta ante una helada es la caída de las hojas. Luego, la pérdida de las ramitas de ese año, que son las más tiernas, seguidas por las del segundo, tercer año, y así sucesivamente, hasta llegar la muerte de la planta. La helada puede producir la pérdida total de la cosecha, porque los frutos son la parte más sensible al descenso térmico, sobre todo en mandarina y limón; siendo el más resistente el pomelo. Cuanto más verde está la fruta, mayor es el daño, ya que los frutos cítricos tienen una relación ácidos /sólidos solubles (azúcares) que aumenta el contenido de sólidos a medida que madura, esto le confiere a la planta un descenso del punto crioscópico aumentando la resistencia al frío.

Bibliografía

Burgos, J.J. (1952). El termoperiodismo como factor bioclimático en el desarrollo de los vegetales. *Meteoros*. Año II, 3/4.

Pardi, H. M. y Asborno, M. D. (2004). Métodos de estimación de horas de frío efectivas. Su relación con las horas de frío reales y las temperaturas mínimas medias. En: *X Reunión Argentina y IV Latinoamericana de Agrometeorología*. Mar del Plata: AADA. Recuperado de: <http://agro.unc.edu.ar/~clima/AADA/Congresos/MDQ/215.htm>.

Pascale, J. A. y Damario, E. A. (2013). Fundamentos de Bio y Agroclimatología. En G. M. Murphy y R. H. Hurtado (Eds.), *Agrometeorología* (pp. 181-194). Buenos Aires: Editorial Facultad de Agronomía.

Pascale, J. A. y Damario, E. A. (2013). Acción de los elementos meteorológicos sobre los cultivos. En G. M. Murphy y R. H. Hurtado (Eds.), *Agrometeorología* (pp. 239-265). Buenos Aires: Editorial Facultad de Agronomía.

TIEMPO, ENFERMEDADES Y PLAGAS EN LAS PLANTAS³⁰

El estudio de la influencia de los elementos climáticos en los distintos procesos que llevan a la manifestación de una enfermedad o ataque de insectos es una tarea compleja, siendo fundamental conocer qué estadios pueden ser de importancia en el ciclo de desarrollo de los agentes biológicos adversos y cuáles pueden actuar sobre procesos normales de dichos estadios.

Para ello es conveniente primero definir qué es una plaga: **en forma general, es todo agente biótico que produce daño económico en los cultivos.** En general, cuando se habla de ataques de hongos, bacterias y virus, se está haciendo referencia a una enfermedad, y cuando el ataque es de un insecto, ácaro, nematodos u otros, se dice plaga.

El tiempo, las plagas y enfermedades, son los factores naturales que tienen mayor incidencia en la producción. Las enfermedades de las plantas y sus plagas producen mermas en el rendimiento, y por ello deben controlarse. Al efecto, se utilizan una cantidad de productos de síntesis químicas y biocidas que incrementan los costos de producción. No sólo hay que tener en cuenta la reducción de las aplicaciones sino proteger el ambiente de la conta que pueden ocasionar muchos fitosanitarios de síntesis químicas, sobre todo cuando su uso es de manera indiscriminada, sin respetar dosis, momentos de aplicación y períodos de carencias. Una forma de realizar un buen manejo es conocer los momentos de mayor susceptibilidad de la enfermedad, el estado de desarrollo o los estadios de las plagas y sus exigencias bioclimáticas.

En base a ese conocimiento, y teniendo en cuenta los elementos meteorológicos que puedan incidir en la aparición de una determinada enfermedad o ataque de plaga, se puede formular un pronóstico de la aparición del ataque.

La interacción patógeno-ambiente-planta es tan compleja que suele ser muy difícil determinar cuál de ellos es el factor principal.

³⁰ Elaborado por la Ing. Agr., Dra. Susana Martínez. Profesora Titular Climatología y Fenología Agrícola. FCAyF, UNLP.

Acción de los principales elementos meteorológicos sobre el ciclo biológico de los agentes patógenos

El conocimiento de las condiciones agrometeorológicas es un importante elemento para tener en cuenta al decidir el tipo de sistema productivo a adoptar. Esto es así por la relación existente entre el clima y los requerimientos bioclimáticos de los cultivos y plagas. La acción del ambiente sobre los insectos y organismos causantes de las enfermedades parasitarias es difícil de dilucidar, ya que los elementos meteorológicos interrelacionan entre sí, y a veces, no se puede aislar cuál es el causante como factor individual. Seguidamente se analizará cada uno de ellos:

- **Temperatura:** las reacciones químicas se producen a mayor velocidad, cuanto mayor sea la temperatura, y los procesos fisiológicos implican un gran número de reacciones químicas. Se comprende que la temperatura regula el ritmo de esos procesos. En el caso de los insectos, muchos tienen un ritmo de maduración que es una función lineal dentro del rango de 10 °C a 26,6 °C (Figura 102). Gráficamente, la intercepción con el eje de las abscisas de una línea recta que une puntos de crecimiento del insecto en función de las temperaturas determina un punto que define la “temperatura umbral” para el insecto, por debajo de la cual el mismo se encuentra en **diapausa** (reposo).

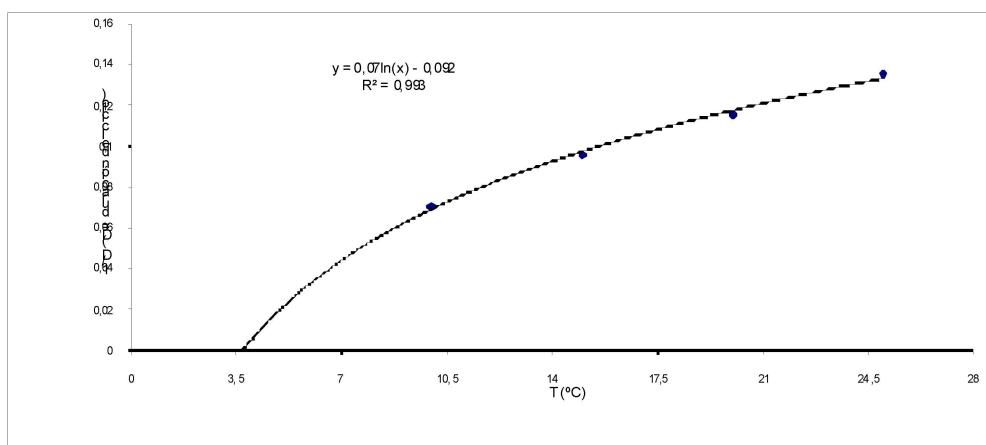


Figura 102. Relación entre la temperatura del aire y el ciclo de maduración en insectos

- **Grado-Día (GD)** es la cantidad de calor acumulado en un día cuando la temperatura está un punto por encima de la temperatura umbral. Conociendo el número de grados-día requeridos para el desarrollo de cada estadio de una especie, es posible hacer pronósticos del momento en el cual el patógeno alcanza el estadio que provoca daño. Para establecer el momento a partir del cual comenzar el conteo de los GD se debe establecer el inicio del ciclo del insecto como, por ejemplo, el vuelo del adulto o la

implantación del cultivo. Los diferentes procesos biológicos de los agentes causantes de enfermedades tales como la esporulación, descarga, y germinación de esporas y la infección propiamente dicha, se desarrollan dentro de una gama de fluctuaciones de la temperatura según de cual se trate. Esa gama puede estar por debajo o por encima de un límite donde el patógeno se vuelve inactivo o muere, puede ser fluctuaciones o simples cambios Ejemplo: el descenso de temperatura estimula la esporulación del hongo del “Tizón tardío de la papa”

- **Humedad:** en general puede afirmarse que ésta no es un factor crítico, como lo es la temperatura para los insectos. Sin embargo, existen dudas si la humedad ambiental, juntamente con la evaporación constituye una barrera en la difusión de las especies, o en la limitación de las zonas marginales. La humedad provista en forma adecuada es fundamental en todas las etapas activas del patógeno que provoca enfermedades. Puede estar suministrada por el agua de lluvia, rocío, niebla o bien por el vapor de agua del aire. La interacción temperatura-humedad es la base de metodologías de pronóstico de importantes enfermedades
- **Precipitaciones:** su acción es indirecta al variar la humedad atmosférica y del suelo. Junto con el rocío tiene importancia en la determinación de algunas enfermedades cuyo inicio está dado por el tiempo de mojado de la hoja.
- **Heliofanía:** la duración del brillo solar produce reacciones instintivas o fototropismos en los insectos. Asimismo, la intensidad de la luz y la longitud del día puede afectar la entrada o penetración de un patógeno, la duración de inoculación, la abundancia y rapidez de producción de esporas
- **Viento:** actúa en forma directa si los relacionamos con la humedad y la evaporación. La dirección de estos y su intensidad son importantes para la traslación de esporas e insectos

Pronóstico de enfermedades y plagas

Existen relaciones básicas **enfermedad-clima**, considerando los distintos casos como se indica en la Figura 103.

- a) No favorable para la enfermedad:** C_1 no cubre el medio favorable (D) para la enfermedad.

En el primer caso (a), están representadas dos áreas que en ningún momento se tocan,

o sea que las exigencias bioclimáticas del parásito o enfermedad nunca son satisfechas por las disponibilidades de la región. Conclusiones negativas de este tipo pueden favorecer los sistemas de inspecciones y cuarentenas, y establecer el límite natural de distribución perjudicial de una enfermedad o ataque de plagas que puedan provocar daño económico. Un ejemplo de esto es el manchado de la cebolla (*Urocystis cepulae*), que es una enfermedad muy común en Europa, que se introdujo en USA, difundiéndose por todo el territorio, a pesar de lo cual no existe en Texas, a pesar de haber entrado la cebolla manchada. La razón de esto es que, en el momento de la plantación, la temperatura del suelo es de 28 °C, que es la temperatura máxima compatible con la germinación de las esporas e iniciar la enfermedad.

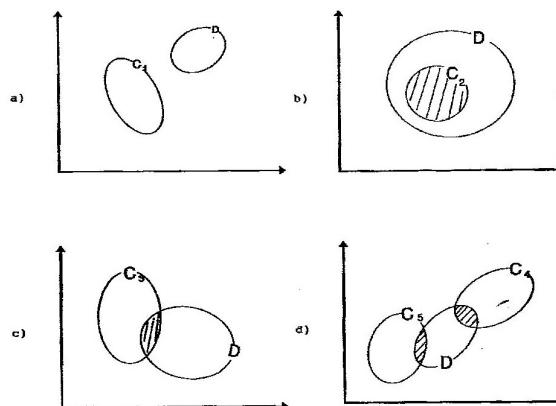
- b) Siempre favorable para la enfermedad:** el clima (C_2) cae siempre dentro del medio favorable para la enfermedad

En este caso las exigencias de la enfermedad son siempre satisfechas por las condiciones climáticas (C_2). Este tipo de relación es común en lugares donde la temperatura y las humedades son elevadas, por ejemplo, en Nueva Zelanda.

En estos casos (a y b), el pronóstico es prácticamente innecesario, porque las enfermedades nunca o siempre se van a producir, respectivamente.

- c) Favorable durante una parte del año:** el clima (C_3) es favorable durante una parte del año

- d) Favorable a la enfermedad en ciertas épocas:** dos climas distintos favorables para la enfermedad en diferentes momentos (C_4, C_5)



Fuente de la imagen. Castillo, F.E.; Castellvi Sentis, F. 1996. Agrometeorología. Ediciones Mundi-Prensa

Figura 103. Relaciones básicas enfermedad-clima

Un ejemplo típico de estos casos es el tizón tardío de la papa (*Phytophthora infestans*), que solo puede desarrollarse cuando la temperatura del aire se encuentra sobre 10 °C y debajo de 24 °C. El criterio que se utiliza para el pronóstico en Europa es cuando las temperaturas son superiores a 10 °C, mientras que, en USA, cuando las temperaturas son inferiores a 24 °C.

No siempre estas relaciones son tan definidas, porque en algunas circunstancias pueden tener diferentes tipos de relación en diferentes momentos, debido a que esta relación se refiere al desarrollo de la enfermedad en sí y no a la patogenia, que es la existente entre patógeno y huésped. Por otra parte, las condiciones se refieren al microclima del cultivo, es decir, a las condiciones climáticas en el canopeo, y la información meteorológica de la que se dispone comúnmente es la del abrigo meteorológico. Es por ello por lo que siempre debe saberse qué relación existe entre los valores meteorológicos en el cultivo y los del abrigo meteorológico.

Considerando la Figura 100, es importante recordar que, para una región en particular, la forma y la extensión del área C1 puede variar con la estación, mes o fecha. Las relaciones pueden aplicarse en algún momento del año y las restantes a otro momento, lo que sugiere un programa particular de cultivo para escapar a los daños de la enfermedad. En Inglaterra se ha encontrado que el ataque de *Heterodera rostochiensis* en plantaciones de papa temprana no provoca daño, y es debido a que estos “gusano” para evolucionar necesitan de una temperatura umbral de 7 °C que sólo alcanza en esas regiones cuando el cultivo presenta los tubérculos formados. No obstante, al cambiar la estación, la relación puede cambiar de C3 a C2; entonces la progresión de dependencia del tiempo a virtual independencia puede permitir un pronóstico temprano de la última etapa de la enfermedad. Por ejemplo, *Puccinia triticina* (roya anaranjada) las condiciones favorables cuatro meses antes del ataque primaveral transforman a la enfermedad en crítica, mientras que avanzada la primavera ya esas mismas condiciones raramente constituyen un factor significativo en el posterior desarrollo de la enfermedad. Esto permitiría un pronóstico seguro de cantidad de roya al momento de la cosecha

Métodos para establecer criterios y pronósticos

- **Fundamental:** utiliza los datos de laboratorio y los efectos de las variables meteorológicas (temperatura, humedad, etc.) sobre el parásito y sobre el huésped individualmente o en conjunto. Esto es interpretado en términos de la biología del parásito y la vulnerabilidad del huésped durante diferentes estadios de desarrollo. Los resultados se relacionan con el área en estudio

- **Empírico:** Se correlacionan los resultados alcanzados a través del estudio de la enfermedad o plaga de un área, con los correspondientes parámetros climáticos (Stepwise)

Las diferencias entre ambos métodos en la práctica son mínimas. El empírico requiere de datos fiables de un buen número de años de la enfermedad, o de la plaga y las condiciones meteorológicas correspondientes. Al ensayar la correlación de las dos secuencias complejas, el investigador debe utilizar sus conocimientos de las pruebas de laboratorio acerca de la reacción del patógeno a los diferentes ambientes. Para su validación requiere ensayos de campo.

El fundamental incluye la reducción de los resultados de laboratorio en una fórmula simplificada, el modelo así terminado debe complementarse con ensayos de campo. En este método es necesario combinar los elementos periódicos y otras veces, combinarlos con los aperiódicos (exigencia de los patógenos y plagas).

Independientemente del método, es posible en ocasiones utilizar criterios fenológicos o geográficos.

- **Criterio fenológico:** consiste en encontrar un indicador cuya respuesta al medio sea similar a la del parásito, pero de forma que se presente antes y que pueda servir de base para un aviso. Por ejemplo, en Francia, el ataque del hongo de la antracnosis que ataca al sicomoro (*Ficus sicomorus*) antecede varios días al ataque de mildew (*Plasmopora viticola*), permitiendo predecir de esta manera el ataque del último (correlación fenológica).
- **Criterio geográfico:** las diferencias debidas a longitud, latitud y altitud pueden usarse como base de predicción de una enfermedad a partir de su fecha de aparición en otra región (Ley de Hopkins: las fases sufren un atraso de 4 días cada 5° de longitud hacia el E; 1° de latitud hacia el N y cada 120 m de altura). Así como se aplica esta ley para la aparición de fases, puede usarse también para la aparición de enfermedades. Por ejemplo, con la aparición de la roya anaranjada trigo (*Puccinia triticina*) en el sur de USA, se puede pronosticarse su aparición en el norte.

Avisos, alarmas y pronósticos

La predicción de epifitias (fenómeno que consiste en que una enfermedad afecte simultáneamente a un gran número de plantas de la misma especie en la misma región), se basa en el estudio de la influencia de los elementos meteorológicos en los distintos procesos que llevan a la enfermedad. En este

caso es conveniente considerar el complejo interactivo huésped-patógeno-ambiente.

Para la predicción de ataques de insectos y su relación con el ambiente han logrado establecer **modelos de simulación** del proceso evolutivo de muchas especies, permitiendo predecir los picos máximos de ataque, fecha óptima de muestreo de poblaciones en el campo, etc. La dificultad del uso práctico de modelos de pronósticos basados en datos meteorológicos está dada por las diferencias entre macro y microclima. Por ello, el modelo predictivo en sí es, muchas veces, complementario de un conjunto de observaciones que caracterizan la realidad particular de una explotación, tales como el manejo del cultivo y la confección, por el propio productor de gráficos de evolución de la población por medio de trampas.

Aviso: según el desarrollo anual de los elementos meteorológicos, se puede anunciar la posibilidad de la iniciación de una enfermedad o parásito. Es una información previa que se da al agricultor sobre las condiciones ambientales que pueden coincidir con la incubación de la enfermedad.

Boletín de alarma: generalmente es dado por fitopatólogos, consiste en la comunicación del ataque de un insecto o enfermedad por primera vez en ese año en algún lugar del área ya que es un hecho concreto, y no una posibilidad. Normalmente no llevan ningún consejo de lucha, pero si esa iniciación del ataque fuera muy generalizada, puede darse algún consejo preventivo de pulverización.

Los servicios de alarmas de plagas y enfermedades se basan en los pronósticos de estas.

El **pronóstico** es el conocimiento con antelación de los plazos y niveles de población y daños producidos por las plagas con el fin de poder adoptar medidas pertinentes de control.

Es una herramienta verdaderamente útil, y consiste en pronosticar el desarrollo de la enfermedad y simultáneamente el pronóstico del tiempo que va a acompañar el desarrollo de la enfermedad; o a la inversa, qué desarrollo se va a producir con un determinado desarrollo del tiempo.

Los pronósticos pueden ser a **largo, mediano o corto plazo**.

Pronósticos a largo plazo: tienen una menor seguridad, aunque no se utiliza el estado actual del tiempo, sino valores estadísticos climáticos, que suelen indicar cómo posiblemente puede desarrollarse una enfermedad de un lugar donde ella no existe, o qué enfermedades podrían afectar a un cultivo nuevo.

Un ejemplo de este tipo de pronóstico es el pronóstico del taladro europeo del maíz (*Pyrausta nubilalis*). Es un insecto que tiene una a tres generaciones. Antes que entrara esta plaga en USA, el estudio de las condiciones meteorológicas de las zonas europeas donde se desarrollaba permitió pronosticar las probables regiones norteamericanas donde iba a encontrar condiciones favorables. Con esto se organizaron los servicios de inspección de aduanas y cuarentenas en forma racional.

Pronósticos a medio plazo: no se utilizan tanto los valores medios sino el desarrollo del tiempo durante períodos inferiores al año. Por ejemplo, el gorgojo del Norte norteamericano es un insecto perjudicial que tiene su máxima intensidad de ataque cuando en los meses de verano, la precipitación es inferior a los 100 mm. Cuando en un verano se encuentran estas condiciones de sequía es casi seguro que en el verano siguiente el ataque o generaciones de gorgojo serán muy numerosas. Vale decir que con cierta anticipación se puede realizar el pronóstico del ataque y el control del mismo. El mildew del tabaco (*Peronospora tabacina*) está muy influenciado por las temperaturas invernales. Las condiciones más favorables para el desarrollo se dan cuando la temperatura media del mes de enero del hemisferio norte está por encima de los 17 °C en los estados del sur de USA. En este caso, en los meses de verano, habrá un ataque de precoz.

Pronósticos a corto plazo: son los de mayor importancia, pero presentan ciertas dificultades. La primera dificultad reside en lo difícil que es determinar cuáles son las verdaderas exigencias bioclimáticas de las enfermedades. A su vez, deben pronosticar simultáneamente con el estado del tiempo, y es muy raro poderlos efectuar con anticipación de más de 48 horas. Además, las zonas de cultivo abarcan más de lo que hacen los pronósticos, de modo que hay que realizar varios para cubrir esa superficie. Lo corriente es dividir en zonas cada región del cultivo, lo que eleva los costos. Una vez establecido el pronóstico, puede haber inconvenientes para su aplicación y comunicación. Como el pronóstico de las enfermedades se hace con respecto al tiempo, y este puede variar cada 48 a 72 horas, se puede dar una contraorden. Por ejemplo, puede ocurrir que condiciones que se esperaban del tiempo no vayan a suceder, y no deban realizarse los tratamientos recomendados. Una vez que se le ha indicado una tarea al agricultor puede ser difícil hacerle volver atrás, ya que se ha contratado las compañías de pulverización, otras tareas, etc.

Existen desarrollados algunos métodos de pronósticos de enfermedades con bases meteorológicas, como los siguientes:

Tizón de la papa³¹

Es el más difundido en el mundo. El tizón tardío de la papa (*Phytophthora infestans*) es una enfermedad criptogámica que diezma los cultivos. La prosperidad de los cultivos de papa y su rendimiento está en relación directa al tiempo que los tejidos verdes puedan tener actividad fotosintética. Esta enfermedad "quema" los cultivos y elimina la parte verde fotosintética. Lo que se pretende es que la pulverización preventiva del fungicida se haga en el momento oportuno. Si se lo hiciera con antelación podría ser lavado de las hojas por la lluvia o el viento, y si se lo hiciera tarde, ya los esporos de la enfermedad se habrían introducido en las hojas, y el producto no causaría efecto.

Para lograr la efectividad se utilizan una serie de criterios, y los sistemas de pronósticos se han agrupado según los elementos o combinación de ellos utilizando para jerarquizarla influencia que tienen en el desarrollo de la enfermedad.

Reglas Holandesas

Deberán ser satisfechas las cuatro condiciones siguientes:

- Al menos cuatro horas de rocío en una misma noche
- Temperatura mínima no inferior a 10 °C
- Nubosidad media del día siguiente no menor de 8/10
- Al menos 0,1 mm de lluvia en las 24 horas siguientes a la noche con rocío

Si se cumplen estas condiciones, la enfermedad se presentará en 10 a 14 días.

Se deben instalar registrador de datos meteorológicos (data-logger) dentro de los cultivos a una altura de 40 cm para registrar la marcha meteorológica, y cuando se cumplen las cuatro condiciones, se debe anunciar el ataque intenso del tizón. Este método resulta costoso y puede ocurrir que sólo se cumplan dos o tres condiciones, y es difícil afirmar la aplicación o no del fungicida. Es por ello por lo que Beaumont (**Reglas de Beaumont**) encontró que, con presencia de humedad del aire, siempre se cumplía el ataque del tizón tardío de la papa, resumiendo las condiciones a:

³¹ Herbario virtual. Cátedra de Fitopatología. FAUBA. http://herbariofitopatologia.agro.uba.ar/?page_id=961

- Temperatura no inferior a 10 °C
- Humedad relativa no inferior a 75% durante un período de 48 horas

Estas 48 horas constituyen el período crítico para el tizón, que es interrumpido cuando durante una sola de las 48 horas, no se cumple estas condiciones, y entonces se trata de un período casi crítico. Así se eliminan a las estaciones agrometeorológicas especiales, con lo cual el costo del pronóstico es menor.

Además, otro aspecto muy importante es la fecha cero anterior a la cual nunca hubo ataque de tizón.

Reglas Irlandesas (Reglas de Bourke)

- 12 horas con al menos una lluvia o 16 horas sin lluvia
- temperaturas no inferiores a los 10 °C
- Humedad relativa no inferior al 90%

Se utilizan las mismas estaciones sinópticas comunes para el pronóstico del tiempo. También se lo utiliza en USA, y Vallis lo modificó así: 10 horas con temperaturas inferiores a 24 °C y humedad relativa mayor a 90%

Precipitación acumulada (línea crítica de precipitación) (Método de Cook – USA)

Se utiliza en regiones donde el ataque de tizón no es lo común, como es el caso de la Argentina. Se grafica la precipitación acumulada en los años en que hubo ataque de tizón y luego se hace otra línea de la precipitación de los años en que no hubo ataque. Un año muy lluvioso es un año de posible ataque, se determina cual es la línea crítica, media de precipitación acumulada. Las condiciones comienzan a ser críticas cuando la lluvia acumulada supera la línea crítica y la temperatura está por debajo de los 24 °C durante 7 días (Figura 104).

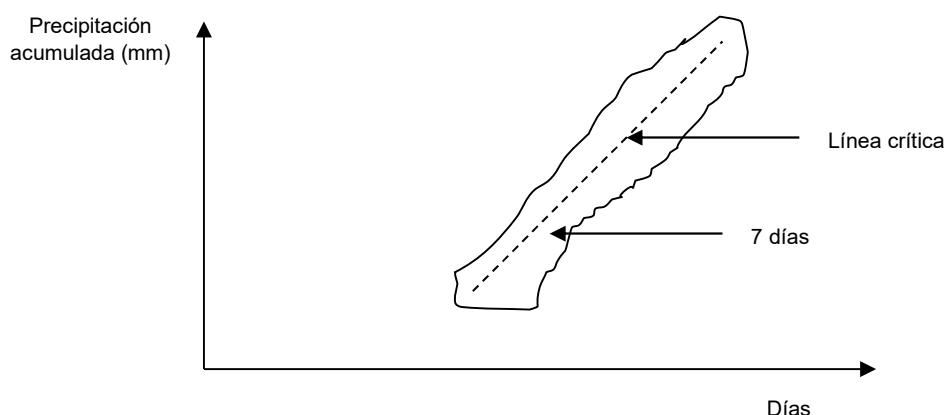


Figura 104. Representación de la línea crítica de precipitación

En resumen, para esta enfermedad, los sistemas de pronósticos hasta ahora son:

- I. Abundante rocío seguido de tiempo lluvioso (Normas Holandesas)
- II. Largos períodos de tiempo húmedo (Criterio de Beaumont)
- III. Cortos períodos cercanos a la maduración (Normas Irlandesas)
- IV. Línea crítica de precipitación (Método de Cook)
- V. Combinación de temperatura, humedad relativa y precipitación

Hay otras enfermedades sobre las cuales se hace el pronóstico por medio de elementos meteorológicos, como la sarna del manzano y peral (*Venturia inaequalis*)³². Durante el invierno los órganos de fructificación del hongo, los peritecios, invernan sobre las hojas del manzano caídas. Al llegar la primavera estos peritecios pueden eclosionar por el efecto de una fuerte lluvia y el viento y esparcirse las ascosporas a las hojas jóvenes del manzano o peral. El tiempo de incubación de estas ascosporas primaverales depende del tiempo que esté la hoja mojada y de la temperatura.

Normas Mills

- Número de horas de humedad foliar
- Temperatura durante ese período

Establece tres curvas para determinar las probabilidades de infección:

1. + de 30 horas: infección ligera
2. + de 40 horas: infección mediana
3. + 60 horas: infección grave

En Europa se utiliza el **gráfico de Mills** para determinar la intensidad del ataque de *V. inaequalis*. Graficando en las abscisas la temperatura, y en las ordenadas el número de horas de hoja mojada, Mills determina tres curvas de ataque intenso, mediano y leve para el primer ataque de sarna, y el número de días de incubación de la enfermedad, entre 9 y 18 días (Figura 105).

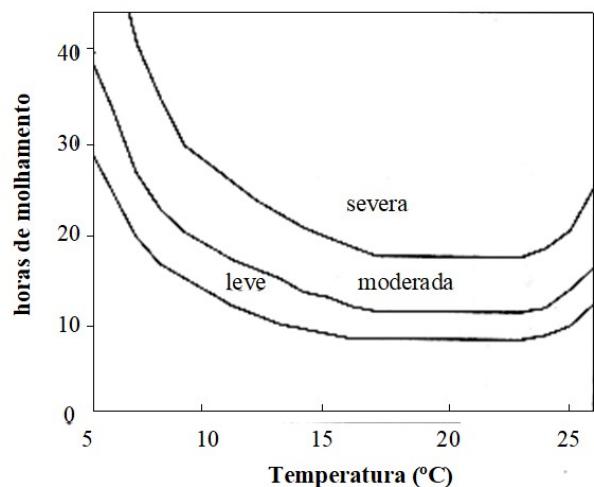


Figura 105. Gráfico de Mills

³² Sarna del manzano. <http://www.pv.fagro.edu.uy/fitopato/SSD/Enfermedades/Sarna/Index.html>

Para registrar el tiempo de hoja mojada se utiliza un higrógrafo foliar continuo, que es un higrógrafo común, pero el haz de cabellos reemplazado por un hilo de cáñamo de 1 mm de diámetro. El hilo, según la humedad ambiente y la precipitación, se va contrayendo o expandiendo y grafica sobre una faja distintas líneas que pueden interpretarse como: lluvias ligeras, lluvias intensas, humedad ambiente elevada, niebla, etc., según la forma que adopten; deduciéndose de ellas, la cantidad de horas que ha permanecido mojada la hoja (valor por el cual se entra al gráfico por las ordenadas). En la intersección de la temperatura y tiempo de hoja mojada se determina la intensidad del ataque. Actualmente existen sensores de hoja mojada que funcionan por medición de la constante dieléctrica del agua contenida en la superficie superior del sensor.

Hay otras enfermedades que se determinan en forma similar, aunque siempre hay que considerar que lo más importante es el número de horas por hoja mojada, vale decir que el agua es el vehículo por el cual puede introducirse la enfermedad en la planta.

En la Argentina existen alarmas para las siguientes enfermedades y plagas, habiéndose implementado un mecanismo de coordinación entre estaciones agrometeorológicas y productores, quienes confeccionan sus mapas de muestreo con las capturas. Los pronósticos se envían a través de los medios de comunicación con el objetivo de iniciar los tratamientos en el área de aparición de la plaga o enfermedad

Enfermedad o plaga	Condiciones ambientales
Tizón tardío de la papa	Método Beaumont
Sarna del manzano	Normas Mills
Peronospora de la vid	Lluvia no < 10 mm en 24 h y temperatura mínima no < 10°C (vides de alarma en lugares más bajos)
<i>Botrytis cinerea</i> (podredumbre gris)	Racimos mojados por 15 h con temperatura media de 15 °C
<i>Carpocapsa pomonella</i> (gusano del manzano y peral)	250 GD (sumados a partir del mes que la temperatura media diaria supere 10 °C, con captura de mariposas (adultos) en trampas de feromonas
<i>Grapholita molesta</i> (gusano del brote del duraznero)	320 GD, temperaturas > 7,2 °C Brotes de 10 cm Trampas de cebos atractivos

Bibliografía

Castillo F.E.; Castellvi Sentis, F. 1996. Agrometeorología. Ministerio de Agricultura, Pesca y alimentación. Madrid: Ediciones Mundi Prensa.

Damario E.A. 1975. Apuntes de Climatología y Fenología Agrícola. Edición del Centro de Estudiantes de Agronomía (UNLP).

Heldwein, A. 1997. Alerta Fitosanitario. Conferencia X Congreso Brasileiro de Agrometeorología. Piracicaba.

Moschini, R. 1987. Estado Actual de los servicios de alarma y enfermedades en Argentina. Publicación del INTA N° 29

Torres Ruiz E. 1985. Agrometeorología. México: Editorial Trillas.

Vermeulen, J.; Cichón, L. y Parra, E. 1988. Sistema termoacumulativo para el control de *Carpocapsa (Cydia pomonella)* para el Alto valle del Rio Negro y Neuquén Publicación INTA.