

UNIDAD 5: PRESION Y VIENTO

5. Meteorología sinóptica. Presión atmosférica. Distribución geográfica de la presión. Variación temporal de la presión. Viento. Circulación general de la atmósfera. Vientos característicos de la República Argentina. El viento en la Fitósfera y sus efectos. Erosión eólica. Protección mediante cercos y cortinas. Medición. Instrumental.

1. Meteorología sinóptica

Es la rama de la Meteorología que se ocupa de los fenómenos atmosféricos sobre la base de análisis de cartas en las que previamente se han asentado observaciones sinópticas con el propósito de hacer un diagnóstico o de predecir el estado del tiempo futuro. Las 'cartas' representan un país, una región o un continente sobre la que se vuelcan los datos provenientes de las estaciones meteorológicas siguiendo una codificación internacional propuesta por la OMM.

Las observaciones sinópticas se efectúan en forma horaria (horas fijas del día) remitiéndolas inmediatamente a un centro recolector de datos, mediante mensajes codificados, por la vía de comunicación más rápida disponible. Estas observaciones se utilizan para una multitud de fines meteorológicos, en general en tiempo real, es decir, y especialmente para la elaboración de cartas del tiempo (mapas meteorológicos) para realizar el correspondiente diagnóstico y formular los pronósticos del tiempo para las diferentes actividades.

En una carta sinóptica se representa y analiza en primer lugar el campo de presión mediante el trazado de isolíneas que unen puntos de igual valor, generalmente reducidos a nivel del mar- llamadas isobaras, para conocer la ubicación de los centros de baja (depresiones o ciclones) y de alta presión (anticiclones) como se muestra en la Figura 5.1. Los meteorólogos describen la situación –centros de baja o de alta presión, frentes, valores de presión en lugares de interés, desplazamiento de ciclones o anticiclones, si hubiera, profundización o decaimiento de los sistemas- y sobre la base del comportamiento anterior realizan pronósticos para las próximas horas o días. Con el avance tecnológico se van suplantando actividades manuales (como el volcado de los datos en las cartas) por procesos automatizados pero sigue siendo importante el aporte de los profesionales que realizan el análisis de los datos.

1.1 Presión atmosférica

Es la fuerza unitaria que ejerce el peso de la atmósfera por unidad de superficie y resulta de la atracción gravitacional.

Durante muchos años se creyó que el aire no tenía peso y recién en 1643 Torricelli, un discípulo de Galileo, demostró mediante un conocido experimento que era posible conocer el peso de la atmósfera equilibrándolo con el peso de una columna de mercurio. Sobre esta base se creó el instrumento que sirve para medir la presión, el barómetro de mercurio. Más tarde se creó otro instrumento; el barómetro anerode.

En la experiencia de Torricelli se observa que la columna de mercurio dentro del tubo tiene unos 760 mm. de altura en condiciones normales de temperatura y a nivel del mar. La presión en los gases, como la atmósfera, está determinada por el número y la velocidad de las moléculas que chocan contra la superficie. La presión depende, entonces, del número de moléculas contenidas en un determinado volumen y de su velocidad que es a su vez función de la temperatura, (Criterio microscópico). A medida que aumenta la altura decrece la presión, de acuerdo con el peso de la masa de aire que va quedando a alturas superiores, hasta el tope de la atmósfera.

También se puede decir que la presión atmosférica es debida al peso de una columna de aire de sección unitaria que se extiende hasta el límite de la atmósfera.

1.2 Importancia de la presión en meteorología

Al observar una carta de tiempo se ven representadas en ella una serie de valores que corresponden a las observaciones que realizan y transmiten las estaciones meteorológicas a la Central de Pronósticos. Los principales elementos que se observan son: cantidad de cielo

abierto, dirección y velocidad del viento, visibilidad, estado del tiempo presente y pasado, presión, temperatura, cantidad y altura de nubes bajas, medias y altas, humedad, tendencia de la presión en las últimas tres horas, precipitación acumulada, temperatura máxima y mínima.

La diferencia de presión entre dos puntos geográficos al mismo nivel, da lugar a un movimiento de aire en el sentido que decrece la presión. En la Figura 5.2 se ilustra una parcela de aire en forma de cubo sobre cuyas caras actúa una fuerza determinada. Se supone que hay equilibrio en la vertical, es decir la presión en la cara superior es igual a la de la cara inferior, suponiendo que la presión disminuye a lo largo de un eje horizontal, por ejemplo "x", la presión en la cara "a" es P_a y en la cara "b" es P_b . En ambas, la superficie es la misma S . Siendo "a" la cara izquierda, sobre ella actúa una fuerza: $F_a = S \cdot P_a$ y sobre la cara derecha: **$F_b = - S \cdot P_b$**

El signo menos corresponde a la orientación en sentido decreciente de las 'x'. La fuerza horizontal resultante es la suma de las fuerzas que intervienen (F_a y F_b).

$$\begin{aligned} & \rightarrow \quad \rightarrow \quad \rightarrow \\ F &= F_a + F_b \quad (\text{Suma vectorial}) \\ F &= S \cdot P_a - S \cdot P_b = S \cdot (P_a - P_b) \end{aligned}$$

Y como $P_a > P_b$ entonces **$F > 0$** .

Es decir, la fuerza resultante está dirigida a los valores decrecientes de la presión. La parcela de aire sufrirá una aceleración hacia la derecha y al cabo de un cierto tiempo habrá adquirido una velocidad. Una vez que el aire está en movimiento aparecen fuerzas de inercia que causan una trayectoria curvilínea, éstas son: la rotación terrestre, las fuerzas de fricción, etc. Los campos de presión y el movimiento del aire están íntimamente ligados y causa y efecto no son a veces discernibles pues: el campo de presión origina movimiento, el movimiento cambia el campo de presión; esto da lugar a cambios en el movimiento y éste de nuevo cambia el campo de presión. En síntesis, hay un constante ajuste mutuo.

El movimiento horizontal del aire efectúa el transporte de energía (calor) y humedad y el movimiento vertical es responsable de la presencia o ausencia de nubes y de las precipitaciones. Cabe aclarar que si la atmósfera se comportara como se describió en la figura 5.2, el viento se dirigiría directamente desde las altas presiones hacia las bajas presiones. En la realidad se observa que dado un campo bórico (isolíneas de presión o isobaras), como el que se muestra en la Figura 5.3, el viento sopla más bien en el sentido de las isobaras, aunque con una pequeña componente hacia la región de baja presión. Es decir que la diferencia de presión no es la única fuerza que actúa, también interesan la rotación de la tierra y la fricción como se verá más adelante. Ésta es causa del cambio en la dirección de movimiento del aire.

1.3 Formaciones isobáricas

Al trazar en una carta las isobaras correspondientes a un gran número de observaciones de una región o un país extenso, quedan puestas de manifiesto una serie de formaciones típicas de la distribución de las presiones en un nivel dado. Las principales formaciones que se pueden observar son: áreas de **alta presión** y áreas de **baja presión**. *Una baja o ciclón es una región en la que la presión atmosférica es inferior en comparación con las regiones circundantes.* Los vientos, en el Hemisferio Sur, circulan alrededor de las bajas presiones en el sentido de las agujas del reloj, con una componente hacia el centro ciclónico.

Un **anticiclón** es una región en la cual la presión es mayor que en las regiones circundantes. La circulación de los vientos se manifiesta alrededor de los centros alta presión en sentido contrario a las agujas del reloj. En el Hemisferio Norte los sentidos del viento son opuestos a los del Hemisferio Sur.

Se llama "vaguada" a la formación de presión relativamente baja que se extiende desde el centro de un ciclón hacia afuera. Una "cuña" de alta presión es una formación alargada que se extiende desde los centros de alta presión hacia afuera. En la vaguada y en la cuña el viento circula de manera similar que en bajas y altas presiones respectivamente. Punto neutral o "collado" es aquel en el cual se observa que la presión aumenta hacia la posición de los anticiclones y disminuye hacia donde se hallan los ciclones.

1.4 Unidades de presión

Las unidades más difundidas son: el "mm de mercurio" (mm Hg), la "pulgada de mercurio" (" Hg), el "Hectopascal" (hPa), el "milibar" (mb) y también el "Torricelli" (Torr). La presión es una

fuerza por unidad de superficie y por lo tanto se puede expresar en:

$$\begin{aligned} & \text{din} / \text{cm}^2 \\ & \text{N} / \text{m}^2 \equiv \text{Pa} \\ & \text{lb} / \text{''}^2 \end{aligned}$$

Equivalencias:

$$\begin{aligned} 1 \text{ bar} & \equiv 750 \text{ Torr} \\ 1 \text{ bar} & \equiv 10^5 \text{ Pa} \equiv 10^3 \text{ HPa} \\ 1 \text{ mb} & \equiv 1 \text{ HPa} \\ 1 \text{ din/cm}^2 & \equiv 10^{-5} \text{ N/cm}^2 \equiv 10 \text{ N}^{-1}/\text{m}^2 \equiv 10^{-1} \text{ Pa} \equiv 10^{-6} \text{ bar} \equiv 10^{-3} \text{ mb} \\ 1 \text{ mb} & \equiv 10^3 \text{ din/cm}^2 \end{aligned}$$

La presión atmosférica se expresa en un múltiplo del Pascal, el Hectopascal (HPa).

El valor medio de la presión a nivel del mar es de 1013,3 mb que equivale a 1013,3 HPa; 29,92 pulgadas de Hg, 760 mm de Hg; 14 lb / ''²; 1 atmósfera.

1.5 Variación de la presión

La presión varía fundamentalmente con:

- i) la altura
- ii) la temperatura
- iii) el tiempo cronológico

1.5.1 Variación de la presión con la altura

Torricelli había observado que al ascender, con el barómetro, por la ladera de una montaña, a mayor altura más baja era la columna de mercurio. Cuando retornaba a la superficie, el nivel de mercurio ascendía y volvía a marcar 760 mm aproximadamente. Efectivamente a medida que se asciende en la vertical la presión desciende hasta el tope de la atmósfera. La disminución es, en capas bajas, de 16 HPa cada 8 metros. Esta relación no se mantiene constante con la altura. Es común suponer atmósferas ideales con fines prácticos. Una de las más usadas es la **atmósfera estándar, la misma es: pura y seca; la presión en superficie a nivel del mar es de 1013,3 HPa; la temperatura en superficie es de 15°C; la disminución de la temperatura con la altura es de 6°C por Km.** En esta atmósfera estándar se obtiene la siguiente variación de la presión con la altura

altura (Km.)	1,5	3,0	5,5	10,7	15,2	21,4
presión (HPa)	843,2	707,3	504,6	237,1	115,1	44,0

1.5.2 Variación con la temperatura

En la atmósfera a medida que el aire se calienta, se expande y se eleva, a medida que se enfría se contrae y desciende. La Figura 5.4 muestra tres columnas de aire con la misma presión P_0 en sus bases y la misma presión P_1 en sus topes. La columna del medio está a una temperatura T_r de referencia, la de la izquierda **F** a una temperatura T_f y la de la derecha **C** a una temperatura T_c .

$$T_c > T_r > T_f$$

La diferencia de temperatura entre F y R es la causa de la contracción vertical de F, la diferencia de temperatura entre C y R en cambio produce una expansión en C. Como la diferencia de presión entre las bases y los topes de todas las columnas es la misma ($P_0 - P_1$) se observa que la variación de presión con la altura es mayor en el aire frío que en aire caliente, pues en F hay que ascender hasta h_1 y en C hasta h_3 para llegar al mismo nivel de presión P_1 :

$$h_3 > h_2 > h_1$$

1.5.3 Variación temporal

La distribución espacial de la presión, en la superficie, es fundamental para comprender el tiempo meteorológico. Los datos medidos con el barómetro son corregidos, en cada estación, por

la altura sobre el nivel del mar y por instrumental (errores debidos al instrumento) obteniéndose los datos corregidos a nivel del mar.

Los valores diarios de presión pueden acusar grandes apartamientos con respecto a los valores medios. Durante el día la presión tiene una variación alcanzando sus valores máximos alrededor de las 10 hs y las 22 hs y sus mínimos a las 04 hs y a las 16 hs ([Figura 5.5](#)). La amplitud es mayor en el Ecuador y disminuye hacia los polos. La variación semanal en general es lenta. Las variaciones son más rápidas cuando se aproxima un huracán o un tornado. Normalmente las presiones a nivel del mar se mantienen entre 980 hPa y 1050 hPa. En las cartas de tiempo se incluye la tendencia, o sea la variación de la presión en las últimas tres horas.

En las zonas ecuatoriales la presión varía poco de un día a otro porque no hay ciclones o anticiclones migratorios, tal como se encuentran a latitudes superiores a los 30°. Los registros del barógrafo señalan que en los trópicos existe un ritmo de variación de la presión marcado por la hora del día. La amplitud es pequeña (3 hPa) si se la compara con las de latitudes medias y altas, es decir, con regiones templadas y polares. En este último caso se puede verificar que la variación diurna pasa desapercibida debido a las oscilaciones de mayor amplitud causadas por el desplazamiento de los centros de presión.

La variación anual de la presión es en general pequeña para una localidad y está vinculada con la estación del año correspondiente. Así, en verano se observan valores más bajos, en nuestra región en los meses de enero y febrero, mientras que los más altos en julio y agosto.

2. Presión y viento

2.1 Fuerza de presión

Las diferencias de calentamiento en pequeña escala y en gran escala originan diferencias de presión debido a que el aire caliente es menos denso y por lo tanto más liviano, por lo que tiende a elevarse generando una disminución de presión respecto de lugares vecinos. El viento, definido como el movimiento horizontal del aire, comenzará a soplar desde las altas presiones hacia las bajas presiones. Existe una Fuerza de Presión que ocasiona este flujo de aire. La Fuerza de Presión será directamente proporcional a la diferencia de presión creada, al volumen de aire involucrado en el proceso y será inversamente proporcional a la distancia horizontal que separa los sitios en que se produjo el calentamiento diferencial en el cual se observa esa diferencia de presión.:

$$F_p = Vol.(\Delta P/\Delta L)$$

F_p: Fuerza de presión.

Vol: Volumen de aire considerado en el proceso.

ΔP: Diferencia de presiones.

ΔL: Distancia horizontal que separa las isobaras.

El término entre paréntesis se lo denomina "Gradiente bórico" o "Gradiente de presión".

2.2 Fuerza de Coriolis

Una vez puesto en movimiento el aire, como la tierra es una esfera rotante, se produce una desviación inercial del viento hacia la izquierda en el Hemisferio Sur y hacia la derecha en el Hemisferio Norte. Esta fuerza es directamente proporcional a la *velocidad angular de rotación* de la tierra, a la *velocidad del viento* y al seno de la *latitud*:

$$\vec{Co} = 2 \cdot \vec{\Omega} \times \vec{V}$$

$$Co = 2 \cdot \Omega \cdot V \cdot \sin \varphi$$

$$Co = 2 \cdot \Omega \cdot V \cdot \sin \varphi$$

Se puede afirmar que:

- La fuerza de Coriolis es nula si no hay viento ($V = 0$).
- Actúa en dirección perpendicular a la dirección del viento por lo que modifica su dirección, no así su velocidad (hacia la derecha en el Hemisferio Norte y hacia la izquierda en el Hemisferio Sur).
- La intensidad de la Fuerza de Coriolis será mayor a latitudes más elevadas y despreciable en latitudes ecuatoriales.

2.3 Viento Geostrófico y viento Superficial

Viento Geostrófico:

Sea una región donde existan isobaras rectas, paralelas y además el flujo sea horizontal, sin aceleraciones ni fricción. El viento que se produce en estas condiciones se denomina "Viento Geostrófico" y resulta del balance entre la Fuerza de Coriolis y la Fuerza de Presión (Figura 5.6).

La fuerza de presión por unidad de masa será:

$$F_p = (1/\delta) \cdot (\Delta P/\Delta L)$$

donde " δ " es la densidad del aire. Por lo tanto:

$$(1/\delta) \cdot (\Delta P/\Delta L) = 2 \cdot \Omega \cdot V \cdot \sin \varphi$$

donde V es, en este caso, el Viento Geostrófico "Vg":

$$V_g = \frac{(1/\delta) \cdot (\Delta P/\Delta L)}{2 \cdot \Omega \cdot \sin \varphi}$$

A partir de esta expresión se puede deducir que:

- 1°. La velocidad de Vg es directamente proporcional al gradiente de presión. El gradiente será mayor cuando más cercanas se encuentren las isobaras (menor ΔL).
- 2°. La velocidad de Vg es inversamente proporcional a la latitud. A mayor latitud e igual gradiente de presión, resulta menor velocidad geostrófica. La expresión se hace indeterminada en el Ecuador (no se aplica).

Estos conceptos se pueden visualizar en la Figura 5.7.

Viento Superficial:

La dirección del viento por encima de los 1000 metros puede considerarse paralela a las isobaras (viento geostrófico), pero en niveles más bajos actúa la fricción superficial debida a la rugosidad del suelo. Dicha fricción causa dos efectos en el viento:

- Reducción en su velocidad.
- Desviación de la dirección del mismo hacia las bajas presiones.

Dicha desviación es proporcional a la rugosidad y es de aproximadamente 20° en el mar. Esto produce una divergencia de viento desde los anticiclones y una convergencia hacia los ciclones. El grado de desviación en la dirección del viento disminuye con la altura mientras su velocidad aumenta, estableciéndose un perfil vertical de viento en las capas bajas de la atmósfera tal como se muestra en la Figura 5.8.

2.4 Circulación general de la atmósfera

Existen grandes diferencias entre la energía solar recibida en los polos y en el Ecuador. Estas diferencias energéticas provocan un desequilibrio térmico sobre la superficie terrestre. La atmósfera tiende a equilibrar estos desfasajes energéticos en forma turbulenta.

El aire más caliente ecuatorial es menos denso, por lo tanto más liviano, mientras que las fuerzas gravitacionales actúan en forma tal que el aire frío tiende a descender y se produce entre ambos una circulación en la forma indicada en la Figura 5.9

Esta circulación genera un viento en la superficie que va desde la región fría a la región caliente e inversamente, en niveles altos, el aire caliente ecuatorial tiende a dirigirse hacia los polos. La circulación generada no es única sino que se subdivide en varias celdas según la distribución de presiones en la atmósfera.

En el Ecuador, las masas de aire relativamente más calientes ascienden generándose una baja presión en superficie para estas latitudes. En el Hemisferio Norte el aire relativamente más frío tiende a ocupar ese sitio por lo que el viento generado en superficie tendrá componente norte y viceversa para el Hemisferio Sur.

La masa de aire sobre la tierra acompaña a ésta en su rotación pero con cierta inercia ya que no está sólidamente adherida al suelo. La atmósfera adquiere en su conjunto una cierta velocidad tangencial promedio, la cual será menor en el Ecuador que la velocidad tangencial de la superficie terrestre y mayor cerca de los polos.

Por lo expuesto, en latitudes bajas la Tierra se mueve más rápidamente que el aire sobre ella, por lo tanto un observador en la Tierra, en estas latitudes, recibirá vientos con componentes del Este que se denominan "Alisios". Según la circulación de aire en el Hemisferio Norte los vientos Alisios tendrán componente norte y este, por lo que se llaman "Alisios del NE" y en el Hemisferio Sur "Alisios del SE". A la zona en la que convergen los vientos Alisios se la denomina "Convergencia Inter Tropical" (CIT).

La Figura 5.10 muestra que para latitudes de aproximadamente 30° norte y sur la atmósfera posee similar velocidad tangencial que la superficie terrestre, por lo tanto allí se encontrarán dos anillos simétricos de calmas o vientos leves. El aire cálido que proviene del Ecuador en niveles altos es inducido a descender provocándose acumulación en niveles bajos y se creará una relativa alta presión en superficie. Se establece así una celda de circulación en la estructura vertical de la atmósfera que va desde latitudes bajas hasta los 30° norte y sur respectivamente y que se visualiza en la Figura 5.11 con (1).

El aire se moverá más rápidamente que la superficie terrestre para latitudes mayores generando vientos con componentes del oeste (Figura 5.10). Además en estas latitudes se encuentran generalmente las masas de aire frío provenientes de regiones polares con las masas de aire cálido, lo que provoca la formación de bajas presiones móviles que inducen el ascenso del aire más cálido por sobre el más frío. Esto produce una nueva circulación en altura que va desde los 30° a los 60° aproximadamente y que se observa en la Figura 5.11 con (2). Debido a la convergencia de las masas de aire en superficie existen en estas regiones vientos fuertes y tempestades móviles.

En latitudes polares, el aire desciende desde niveles superiores debido al déficit energético producido por la baja insolación. Esto genera acumulación de aire en superficie registrándose una relativa alta presión y consecuentemente induce la creación de una nueva celda de circulación en la estructura vertical de la atmósfera que va desde los 60° aproximadamente hasta regiones polares, (3) en la Figura 5.11.

A todas estas celdas (1), (2) y (3) se las denomina "Celdas de Haddley".

En latitudes medias los vientos tienen una componente del oeste y además se intensifican al considerar niveles cada vez más altos. A los 10000 metros aproximadamente se suelen encontrar dos zonas de vientos máximos denominados "Jet" o "Corriente en chorro" y están asociados con discontinuidades térmicas que se producen en niveles bajos. A esta zona de vientos del oeste se la denomina "Circulación de Rossby".

En la Figura 5.12 se observa la estructura de presión y vientos en niveles bajos y altos para el Hemisferio Sur.

3. Distribución geográfica de la presión:

Los anillos de Alta presión que se encuentran aproximadamente a los 30° de latitud norte y sur son interrumpidos en los continentes debido a las diferencias de comportamiento en la absorción y transmisión del calor del sol. Esto hace que los sistemas de Alta presión se encuentren en los océanos y se desplacen según el movimiento aparente del sol. Por lo tanto sus centros se ubicarán más cerca del Ecuador en invierno que en verano.

Para el caso particular de nuestro país un sistema de Alta presión estará ubicado en el Océano Atlántico y otro en el Océano Pacífico los cuales registrarán un movimiento anual. En verano se ubicarán alrededor de los 40° sur y para el invierno se desplazarán al norte encontrándose cerca de los 25° sur (Figura 5.13).

4. El viento en la fitósfera:

4.1 Perfil del viento

La acción del viento en los cultivos es muy variada. Provoca:

- Diseminación de polen y fecundación de las flores.

- Dispersa las brumas y las nubes que limitan la radiación solar.
- Disminuye el riesgo de heladas radiativas.

Estos efectos resultan favorables a los cultivos, pero también producen efectos desfavorables como:

- Destrozos mecánicos en los cultivos.
- Esparce semillas de malezas y esporas de microorganismos (patógenos).
- Afecta el riego por aspersión y las fumigaciones.
- Aumenta el riesgo de heladas advectivas.

Además, el viento tiene una marcada influencia sobre la **transpiración** (remoción de vapor de agua), la **ventilación** (remoción de calor) y la **fotosíntesis** (remoción de gas carbónico).

Debe recordarse que a poca altura del suelo el viento acusa turbulencia debido a la fricción contra los objetos de la superficie y a la convección térmica. Además de provocar turbulencia, el perfil se modifica por el roce en superficie que disminuye su velocidad. Si los cuerpos en la superficie del suelo son "impermeables" al viento, se observa un perfil en el que la velocidad se hace prácticamente nula y aumenta en forma logarítmica con la altura (Figura 5.14).

Si los cuerpos son "permeables" como ocurre con las coberturas vegetales, el perfil eólico es algo sinuoso, con un punto de inflexión casi coincidente con la altura del cultivo (Figura 5.15).

La distribución vertical del viento en la fitósfera depende de la estructura del follaje, su altura, su flexibilidad, de la velocidad del aire y de la dirección del viento si los cultivos están en líneas muy separadas. (Figuras 5.16, 5.17 y 5.18)

En general interesa conocer el viento a 10 metros, a 2 metros, a 1.5 metros (registros convencionales) o a la altura del cultivo. Este último puede afectar, como ya se vio, el perfil hasta los 10 metros. Norero (1973) propuso una fórmula para estimar la velocidad del viento a la altura de los cultivos a partir de las mediciones a 10 metros o a 2 metros.

$$u_H = \frac{\ln(7,7 - 0,665 \cdot u_{10})}{\ln(7700/H - 0,665 \cdot u_{10})} \cdot u_{10} \qquad u_H = \frac{u_2}{4 \cdot \log(1540/H - 5,92)}$$

donde: u_{10} , u_2 velocidad de viento a 10 metros y a 2 metros en (m/s).

H: altura del cultivo en cm.

Dentro de la cubierta vegetal, el viento se extingue y puede aproximarse por una función exponencial, salvo en la cercanía inmediata del suelo (Lemon, 1963).

$$u_z = u_H \cdot \exp[-\gamma \cdot (1 - z/H)] \qquad z \geq H/10$$

donde u_z : velocidad del viento a la altura z entre el follaje.

u_H : velocidad del viento a la altura del cultivo.

γ : coeficiente de extinción del viento.

En la tabla 1 se dan valores estimados (orientativos).

Tabla 1: **Valores orientativos de γ .**

Densidad	Hábito foliar		
	vertical	semivertical	Horizontal
muy denso	3	3,5	4
denso	2,5	3	3,6
poco denso	2	2,5	2,5

Aclaraciones:

Cultivo muy denso: las plantas contiguas se yuxtaponen.

Cultivo denso: la relación entre "d" separación del follaje y "D" separación entre plantas es

$$0,1 \leq d / D \leq 0,3.$$

Cultivo poco denso: $d / D > 0,3$

Para alturas inferiores a " $z = H/10$ " se puede considerar una extinción lineal hasta hacerse nula la velocidad del viento en la superficie del suelo.

$$u_z = (10 \cdot z \cdot u_{H/10}) / H; \quad z < H/10$$

4.2 Resistencias aerodinámicas en la fitósfera

La transferencia de vapor de agua (transpiración) de calor (ventilación) y de gas carbónico (fotosíntesis) entre el aire que circula sobre un cultivo y la superficie de las hojas, o del suelo bajo el cultivo, comprende un paso necesario a través de tres regímenes aerodinámicos (Figura 5.19):

- a- Tránsito por una capa estacionaria de aire en contacto con las superficies foliares, de unos pocos milímetros de espesor.
- b- Circulación, de gases y calor, entre el follaje del cultivo. Dentro de la cubierta se establece un régimen turbulento según la morfología de las plantas.
- c- Régimen turbulento en la capa de aire sobre el cultivo hasta la altura de referencia de los registros agroclimáticos.

Cada uno de estos regímenes presenta distinta oposición aerodinámica a la transferencia de materia (gases) y energía (calor), entre la fitósfera y la atmósfera que la rodea.

Estas resistencias implican que:

- El intercambio de vapor de agua es más fácil, comparativamente, que los de calor y de gas carbónico.
- Los intercambios son más fáciles en los cultivos de hojas más pequeñas.
- El aumento de la velocidad de viento facilita dichos intercambios.
- Las resistencias de las capas estáticas y del aire entre el follaje son, comparativamente, mayores que las del aire libre sobre el cultivo, particularmente en los estratos inferiores.

Esto explica las diferencias de humedad, temperatura y gas carbónico que se observan entre el aire sobre el cultivo y dentro de la cubierta vegetal, especialmente cuando es densa (Figuras 5.20 y 5.21).

5. El viento como fuente de energía

5.1 Consideraciones generales

El viento, que es el aire en movimiento, es causado principalmente por el efecto térmico en capas bajas de la atmósfera. En la capa próxima a la superficie terrestre, hasta 15 Km, llamada tropósfera, el aire es calentado indirectamente por la radiación solar. Esta energía es absorbida por la tierra e irradiada a la troposfera quien absorbe una parte. Las diferencias térmicas provocan a su vez diferencias de presión que originan la circulación de masas de aire facilitando el intercambio de calor entre el ecuador y los polos. En la distribución espacial del viento se debe tener presente la influencia de la fuerza de Coriolis.

El análisis de la circulación general provee solo indicaciones cualitativas. La situación anemológica de una localidad o de una región está influenciada por numerosos factores entre los que se destacan la orografía y la cercanía al mar. En ciertos lugares el efecto del relieve puede ser predominante; se manifiesta en la formación de turbulencia, brisas de mar y tierra, brisas de valle y montaña con patrón estacional o diario (Figura 5.22).

La evaluación del viento para descubrir las características energéticas requiere la disponibilidad de datos correspondientes a un período de tiempo suficientemente largo, medidos en puntos apropiados, bien distribuidos en el área a evaluar y a alturas convenientes. La estimación del potencial del viento en áreas o sitios de interés puede realizarse mediante un procedimiento que comprende las siguientes etapas.

- Investigación preliminar del recurso sobre la base de datos climatológicos.
- Análisis detallado del recurso a partir de las observaciones tri- o cuatri-diurnas.
- Medición del recurso mediante una red de adquisición específica de datos.

El objetivo del relevamiento preliminar es evaluar la velocidad media, anual, la dirección dominante del viento y la energía meteorológica disponible. Los datos pueden obtenerse de mapas de viento, de series históricas (10-30 años), registrados en las estaciones meteorológicas convencionales. Estos datos climáticos permiten obtener un índice del recurso.

Otros datos disponibles que pueden ser utilizados en las estimaciones preliminares son: biológicos, geomorfológicos, sociales y culturales. La forma de ciertas plantas, la morfología de ciertas áreas desérticas y la disposición de cortinas de protección de cultivos, son algunos ejemplos que señalan la relación existente (OMM, 1981).

Los datos climatológicos no son suficientes para conocer con certeza la energía disponible y el posible comportamiento de los aerogeneradores. Por lo tanto se hace necesario efectuar un análisis detallado de las observaciones diarias obtenidas en todas las estaciones meteorológicas. De esta forma se obtienen estimaciones representativas de la energía y su potencia disponibles.

Una vez obtenidos estos resultados, es necesario centrar la atención en aquellos lugares de interés que se muestren favorables para la instalación de máquinas eólicas. La selección de los lugares donde se realizarán las mediciones se efectúa teniendo en cuenta la información de las estaciones convencionales más cercanas, las características orográficas, presencia de obstáculos y canalización del viento. Un paso importante es la selección del instrumental. El criterio general indica que es aconsejable medir con sensores más sensibles que los usuales, que registren no solo velocidad promedio en cortos intervalos de tiempo, sino también velocidad al cubo, las variaciones de dirección, los valores máximos y mínimos en ráfagas.

Los datos deben ser almacenados en memoria sólida digital para ser leídos posteriormente mediante computadoras. Es recomendable que los instrumentos tengan autonomía al menos por un mes y sean capaces de soportar condiciones adversas sin afectar las mediciones.

5.2 Energía y potencia del viento

Considerando que la Energía Cinética del aire en movimiento es:

$$E = \frac{1}{2} m V^2 \quad (1)$$

La masa m de aire que atraviesa un área A , en el intervalo de tiempo Δt , se puede expresar en función de la velocidad del viento V :

$$m = \rho (A e) \quad (2)$$

donde ρ es la densidad del aire ($\rho = 1.225 \text{ Kg/m}^3$) y e es el espacio recorrido por una partícula viajando a la velocidad V del aire en dirección perpendicular al área A del flujo:

$$e = V \Delta t \quad (3)$$

reemplazando (3) en (2):

$$m = \rho A V \Delta t \quad (4)$$

Si en (1) se introduce la expresión (4):

$$E = \frac{1}{2} \rho A V^3 \Delta t \quad (5)$$

En esta expresión se supone que la velocidad V se mantiene constante en el intervalo de tiempo Δt . Llevando la expresión al límite para $\Delta t \rightarrow 0$ la suposición anterior puede considerarse válida.

$$dE = \frac{1}{2} \rho A V^3 dt \quad (6)$$

Al integrar los valores de energía para un período de tiempo T resulta:

$$E = \frac{1}{2} \rho A \int_0^T V^3 dt \quad (7)$$

El promedio de las velocidades al cubo ($\overline{V^3}$) en el tiempo T se define por:

$$\overline{V^3} = 1/T \int_0^T V^3 dt \quad (8)$$

y puede utilizarse si se conoce la curva $V = f(t)$.

En el caso de observaciones puntuales se utiliza en el cálculo de la velocidad cúbica media la expresión:

$$\overline{V^3} = (1/N) \cdot \sum_{i=1}^N V_i^3 \quad (9)$$

donde N es la cantidad de observaciones horarias obtenidas durante el período T considerado.

Introduciendo (8) ó (9) en (7) la energía y la potencia del viento por unidad de área para ese intervalo de tiempo son:

$$(E/A) = \frac{1}{2} \rho \overline{V^3} T \quad (10)$$

$$(P/A) = \frac{1}{2} \rho \overline{V^3} \quad (11)$$

Haciendo uso de la ecuación (10) se obtiene la energía media por unidad de área para el período T de interés.

5.3 Estimación de la Energía Eólica a partir de la distribución Weibull y velocidad media.

La función de densidad de probabilidad de Weibull con dos parámetros se expresa por :

$$p(V) = (k/c) (V/c)^{k-1} \exp[-(V/c)^k] \quad (12)$$

donde: c es el factor de escala (unidades de velocidad)

k es el factor de forma (adimensional)

V es la velocidad del viento.

Suponiendo que esta distribución se ajusta bien a la del viento, el problema radica en determinar c y k de Weibull para un lugar y período determinados. Estos parámetros definen la distribución de probabilidad que se utiliza para el cálculo de la potencia y energía eólica. Un tratamiento detallado de esta distribución se encuentra en Brizuela y Aguirre (1989).

Para la Distribución Rayleigh el parámetro k toma el valor 2, por consiguiente es un caso especial de la Distribución Weibull y suele usarse en sitios con velocidades de viento medias que exceden los 5 m/s

De las ecuaciones (10) y (11) surge la necesidad de evaluar $\overline{V^3}$ para conocer E y P . Se puede calcular la velocidad cúbica media usando la distribución de probabilidades de Weibull:

$$\overline{(V^3)} = \int_0^{\infty} V^3 p(V) dV \quad (13)$$

$$\overline{(V^3)} = \int_0^{\infty} V^3 (k/c) (V/c)^{k-1} \exp[-(V/c)^k] dV \quad (14)$$

Haciendo un cambio de variables:

$$\left. \begin{aligned} x &= (V/c)^k \\ dx &= (k/c) (V/c)^{k-1} dV \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

$$V = c x^{1/k} \quad (16)$$

De la ecuación (14) se obtiene:

$$\overline{(V^3)} = c^3 \int_0^{\infty} x^{3/k} \exp(-x) dx \quad (17)$$

haciendo uso de la función Gamma de Euler

$$\Gamma(s+1) = \int_0^{\infty} \exp(-x) x^s dx \quad (18)$$

y considerando $s = 3/k$ resulta:

$$\overline{(V^3)} = c^3 \Gamma(1+3/k) \quad (19)$$

Los parámetros c y k pueden ser obtenidos por alguno de los métodos propuestos por Justus (1978), con ellos se calcula la velocidad al cubo media según (19).

Con $\overline{(V^3)}$ estimada por el método elegido puede calcularse la potencia por unidad de área con la ecuación (11). Luego se calcula la energía por unidad de área que puede ser anual o mensual de acuerdo al valor del período T adoptado en la ecuación (10).

La energía depende de la velocidad cúbica media, que en general no se conoce, por lo que es necesario estimarla. Esto puede realizarse a partir de la velocidad media y la distribución de velocidades. Las velocidades a utilizar en los cálculos de la energía meteorológica disponible y de la energía que producirán las turbinas deberán estar referidas a la altura del rotor. Ésta depende del tipo de máquina a instalar y puede variar entre 10 y 100 metros. Sin embargo los datos suelen estar medidos a una altura estándar, por ejemplo a 10 metros. En estos casos es posible estimar la velocidad (V_2) que tendría el viento a una altura h_2 conociendo V_1 a la altura h_1 .

Existe una relación que vincula velocidad y altura con suficiente aproximación:

$$V_1 / V_2 = (h_1 / h_2)^\alpha \quad (20)$$

α : depende de las características del terreno y de la rugosidad.

La literatura señala valores de que varían desde 0.14, en áreas costeras, hasta 0.2-0.3, en áreas interiores con vegetación alta.

En la estimación preliminar se utilizó el método de Justus que requiere solo la

velocidad media \overline{V} y supone un tipo de varianza.

Con estas dos variables se determina el parámetro k según relaciones empíricas:

$$\text{Varianza baja WEI2B} \Rightarrow k = 1.05 \sqrt{\bar{v}} \quad (21)$$

$$\text{Varianza media WEI2M} \Rightarrow k = 0.94 \sqrt{\bar{v}} \quad (22)$$

$$\text{Varianza alta WEI2A} \Rightarrow k = 0.73 \sqrt{\bar{v}} \quad (23)$$

El parámetro c se calcula según:

$$c = \bar{V} / \Gamma(1+1/k) \quad (24)$$

5.4 Estimación de costos:

Para el cálculo del costo de la energía (**Ce**) se utiliza el método de actualización a valor presente, donde **C** es el precio del equipo instalado, la tasa de interés anual (**i**), vida útil (**Vu**), costo anual de mantenimiento (**m**) y valor residual pasivo (**s**), ambos expresados en "por unidad" respecto del precio del equipo instalado.

$$C_e = C \cdot \left[1 + m \cdot \left[\frac{1 - (1+i)^{-Vu}}{i} \right] - \frac{s}{(1+i)^{Vu}} \right] \quad (25)$$

El término $[1 - (1+i)^{-Vu}] / i$ es la anualidad del costo de mantenimiento expresado en valor presente a lo largo de la vida útil del equipo y el término $[s \cdot (1+i)^{-Vu}]$ es el precio de venta del equipo una vez finalizada su vida útil expresado también a valor presente.

El costo del KWh generado será el cociente entre el costo que demandó generar dicha energía a lo largo de la vida útil del equipo expresado en valor presente y la cantidad de energía generada expresada en KWh.

$$C_e = C_e / (E_{ea} \cdot Vu) \quad (26)$$

Donde:

C_e : Costo del KWh generado

E_{ea} : Energía anual generada

Vu : Vida útil del equipo e instalaciones en años.

Análise Sinótica – 06/09/2010

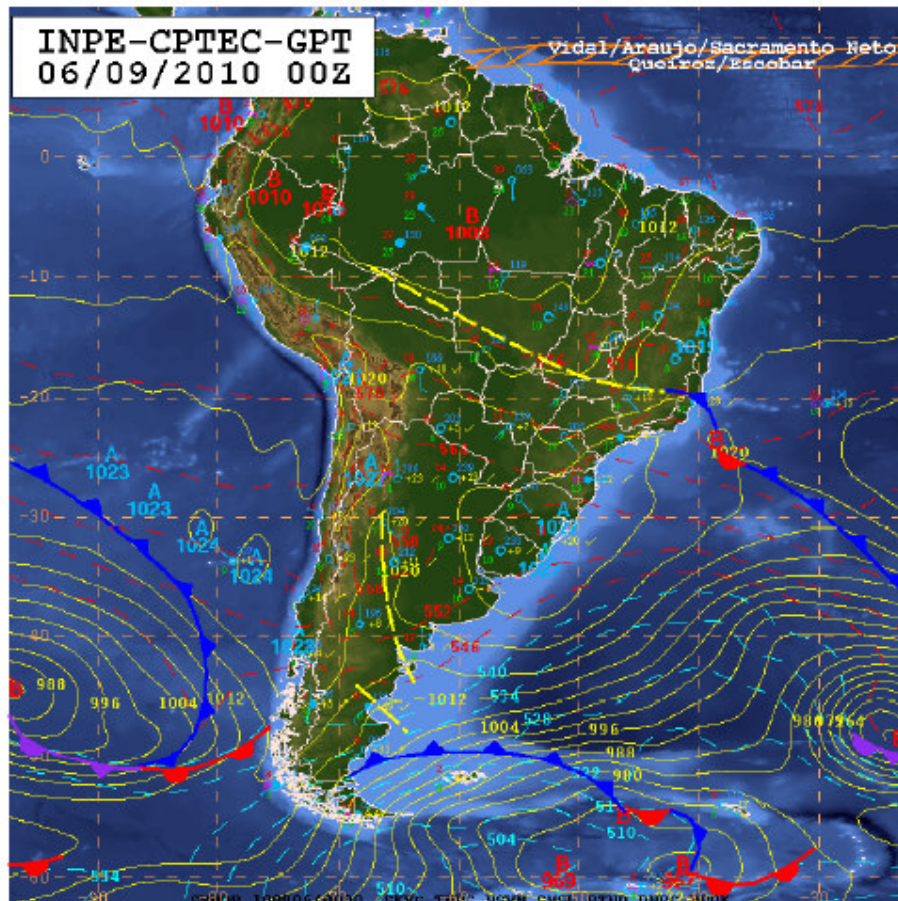


Figura 5.1. Carta Sinótica mostrando las isobaras a nivel del mar
Fuente: http://www7.cptec.inpe.br/~rupload/arquivo/analise_06092010.pdf

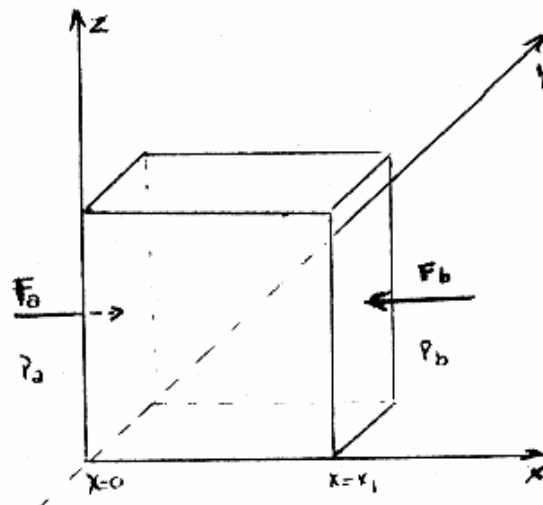


Figura 5.2. Fuerza de presión actuante sobre una parcela de aire

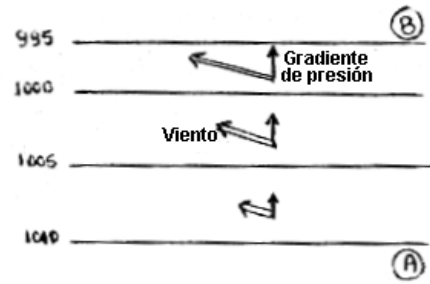


Figura 5.3. Campo isobárico y viento

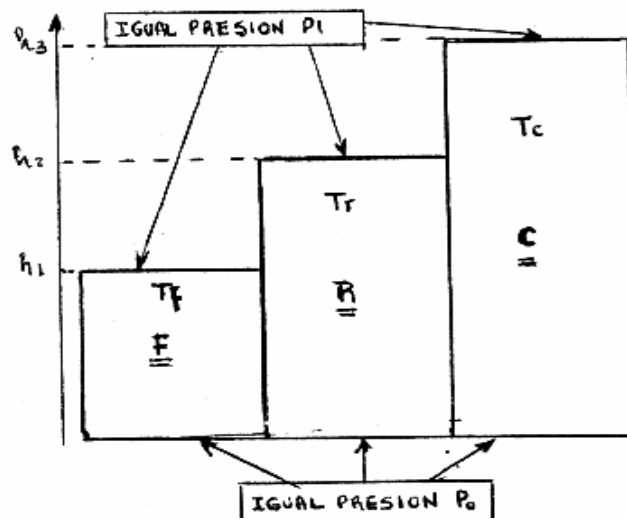


Figura 5.4. Variación de la presión con la temperatura

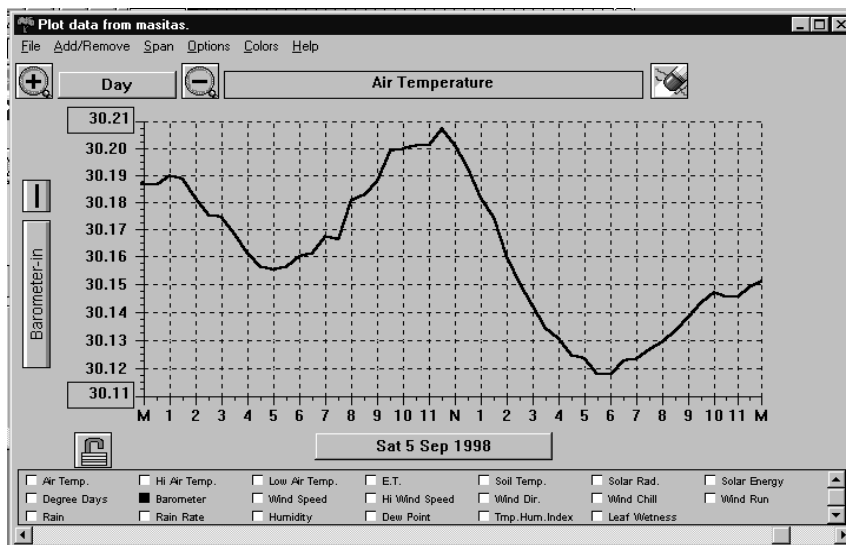


Figura 5.5. Variación temporal de la presión

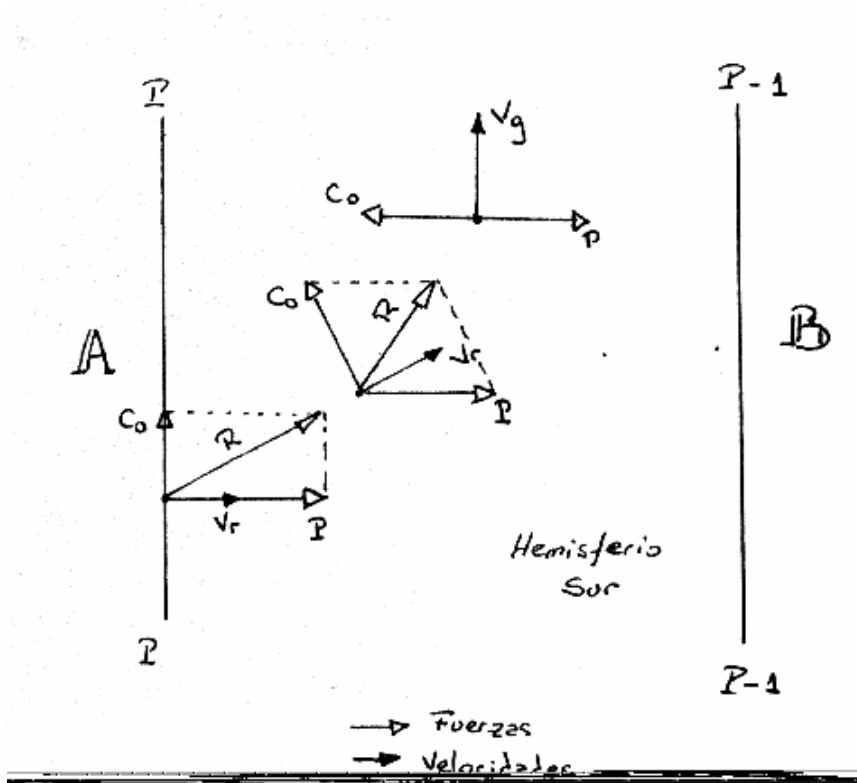


Figura 5.6. Balance entre la Fuerza de presión y la Fuerza de Coriolis

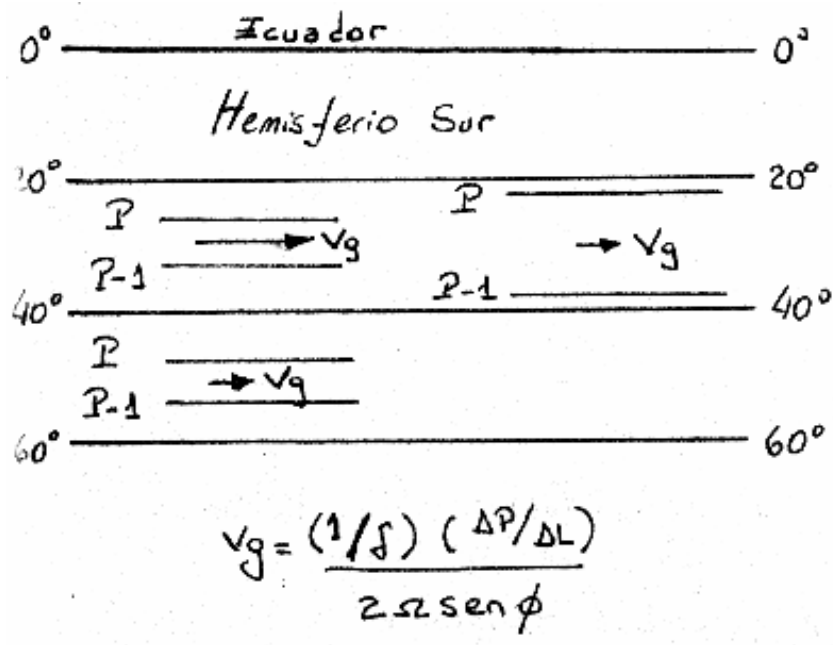


Figura 5.7. Viento Geostrófico.

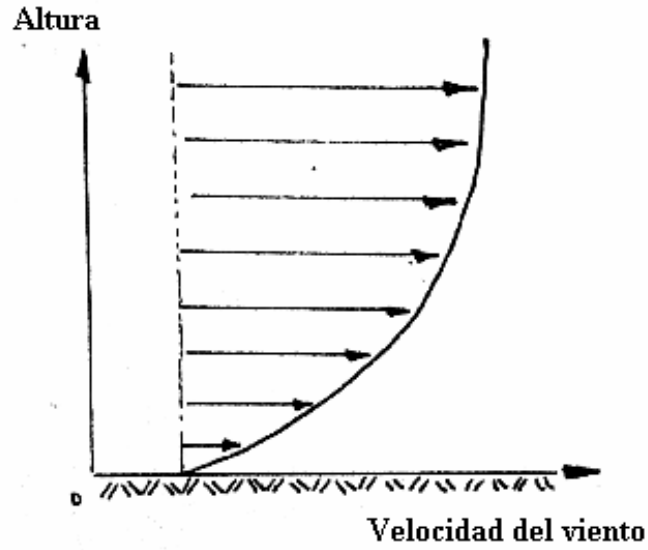


Figura 5.7 b Perfil de viento cerca de la superficie.

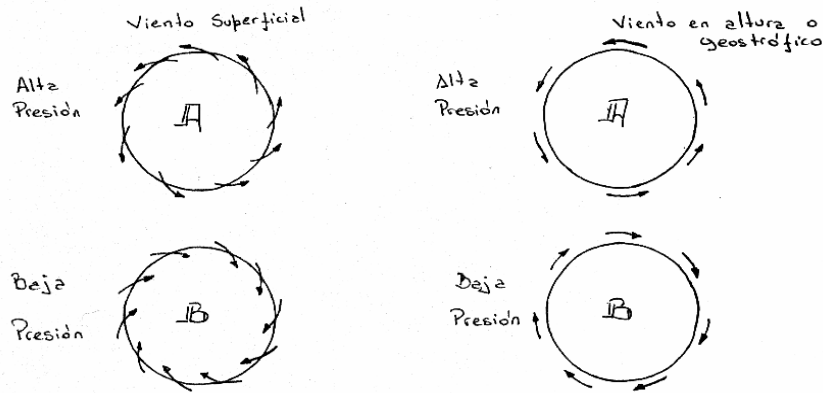


Figura 5.8. Viento superficial

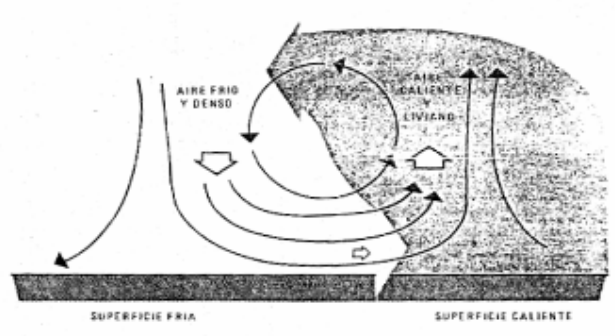


Figura 5.9. Corte Vertical de flujos de aire producto del calentamiento diferencial del suelo.

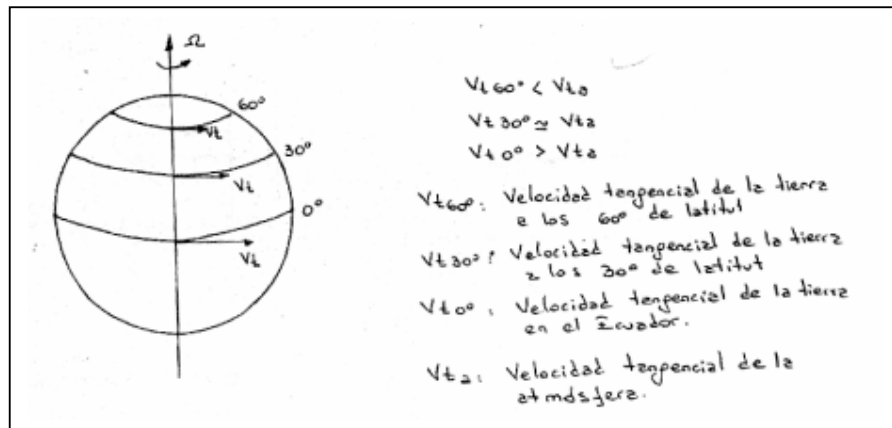


Figura 5.10. Velocidades tangenciales de la superficie de la tierra.

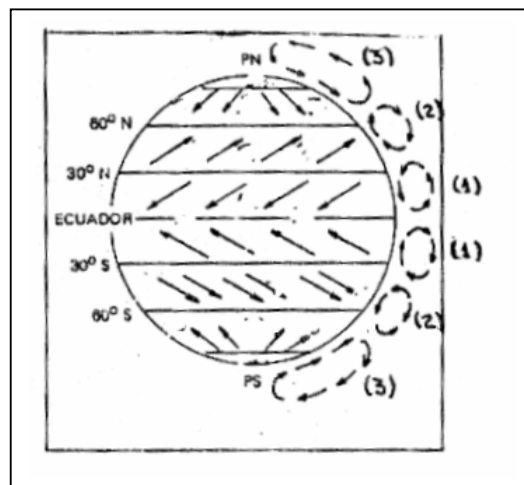


Figura 5.11. Circulación general de la atmósfera en superficie y celdas de circulación vertical de aire considerando tierra lisa y homogénea

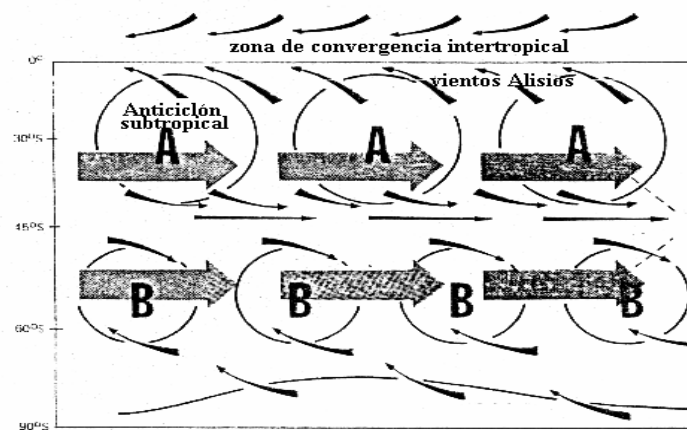


Figura 5.12. Circulación de vientos en superficie y en altura

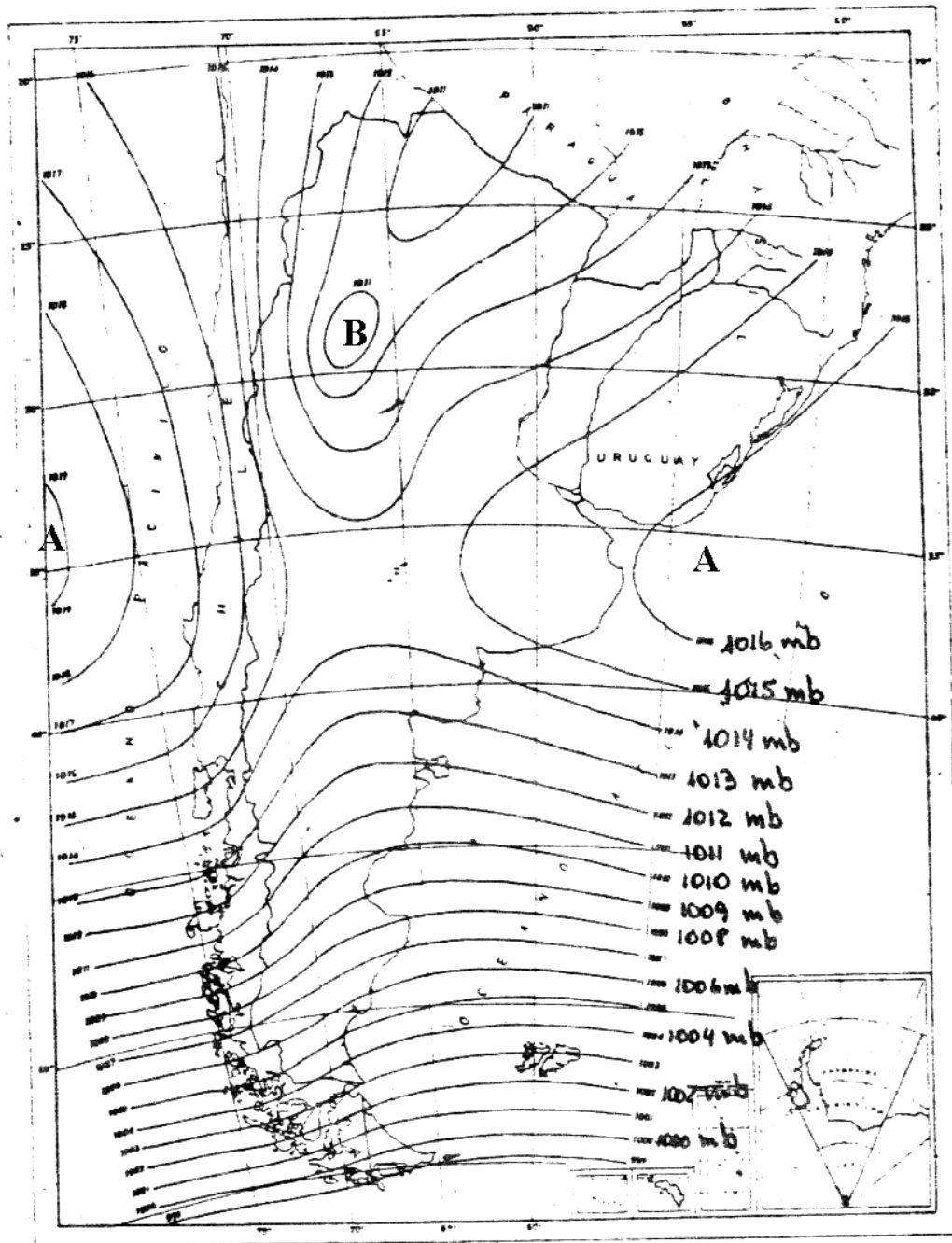
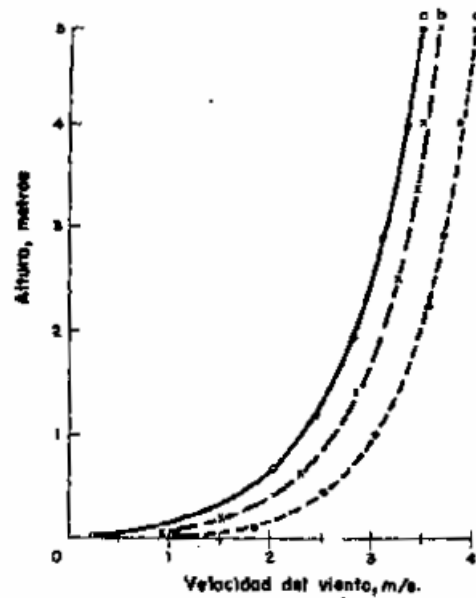


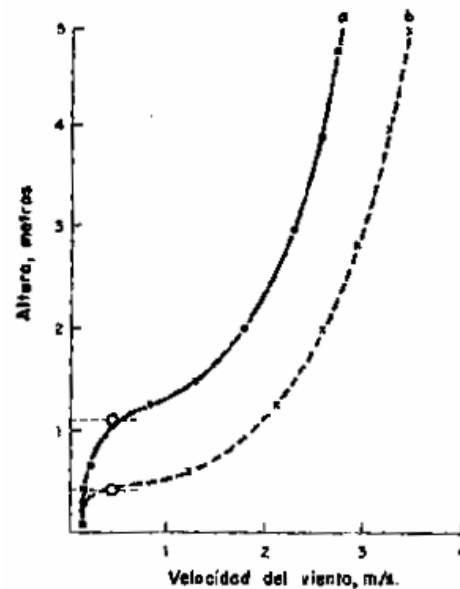
Figura 5.13 Presión media anual, según el *Atlas Climático de la República Argentina*, del Servicio Meteorológico Nacional, 1960.

Figura 14 : Perfil eólico sobre superficie impermeable al viento



Perfil eólico sobre superficies impermeables al viento, (a) terreno descubierta, (b) pista de aeropuerto, (c) cubierta de nieve (adaptado de Molga, 1962).

Figura 15: Perfil eólico de dos cubiertas vegetales



Perfil eólico de dos cubiertas vegetales (a) trigo, cuya altura era 110 cms, y (b) remolacha, de 45 cms. de altura. e y x, mediciones experimentales; líneas horizontales discontinuas, altura de los cultivos; o, estimaciones teóricas empleando la fórmula [3] (ver ejercicio 3 en el texto) (adaptado de Molga, 1962).

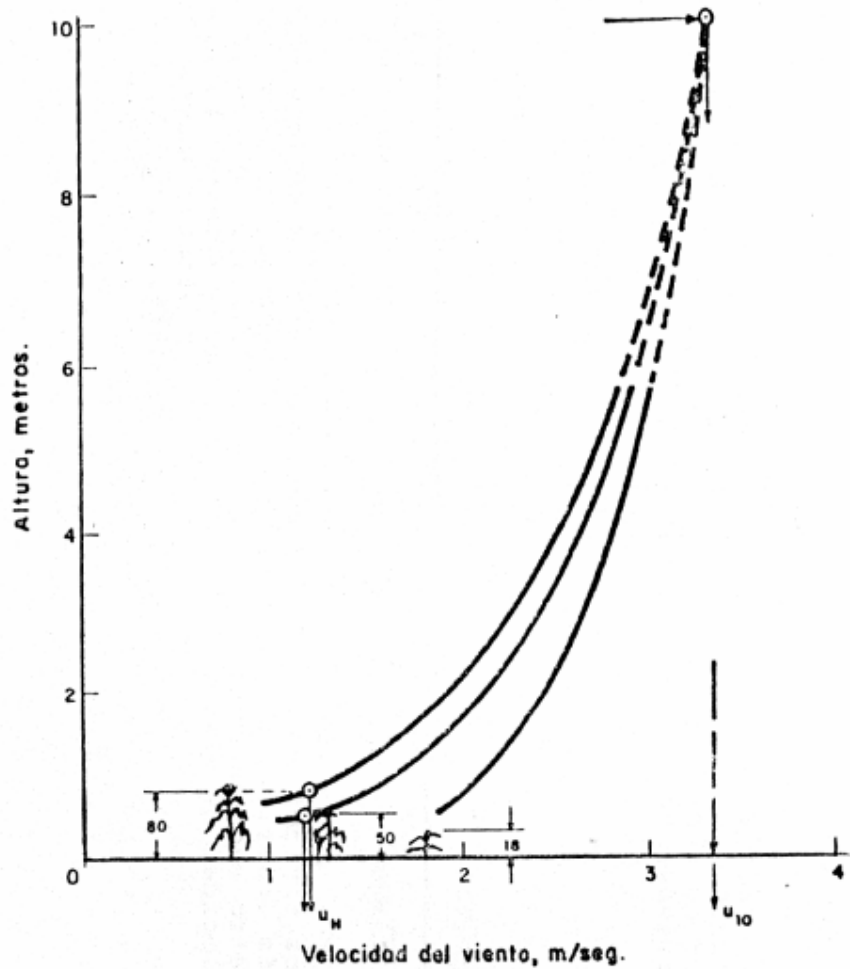


Figura 5.16

Distribución del viento sobre cultivos de maíz de distintas alturas, 18, 50 y 80 cms. Las líneas continuas provienen de registros experimentales hasta 560 cms.; u_{10} y u_H son las velocidades del viento a 10 m y a la altura del cultivo estimadas con la fórmula [1] y [2]; respectivamente (ver ejercicios 1 y 2 en texto); las líneas punteadas, son extrapolaciones hasta dicha altura. (Información experimental tomada de Halstead y Covey, 1957). Soil Sci.Amer. Proc., 21: 461-464. 1957).

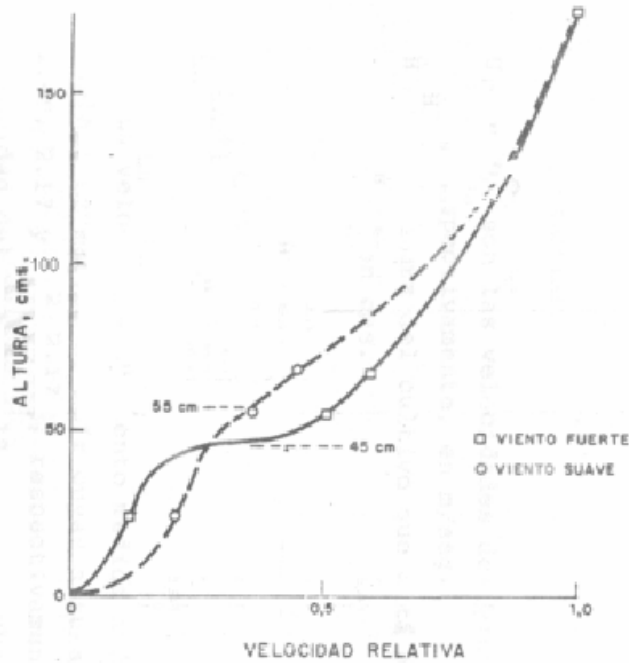


Figura 5.17 Perfiles eólicos típicos en un sembrado de trigo (cultivo "flexible"). Altura del cultivo en vientos fuertes 45 cms.; en vientos suaves, 55 cms. (Rose, 1966).

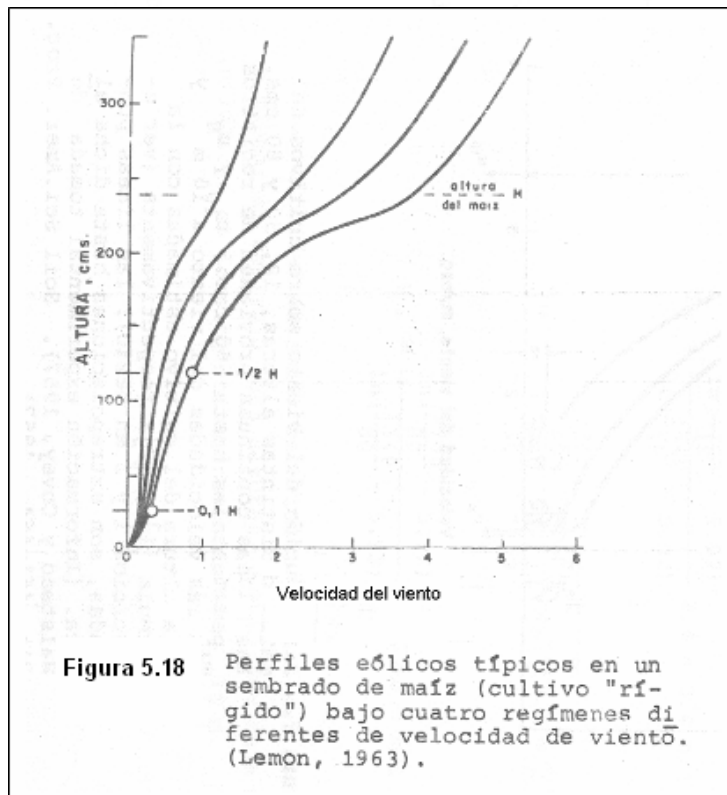


Figura 5.18 Perfiles eólicos típicos en un sembrado de maíz (cultivo "rígido") bajo cuatro regímenes diferentes de velocidad de viento. (Lemon, 1963).

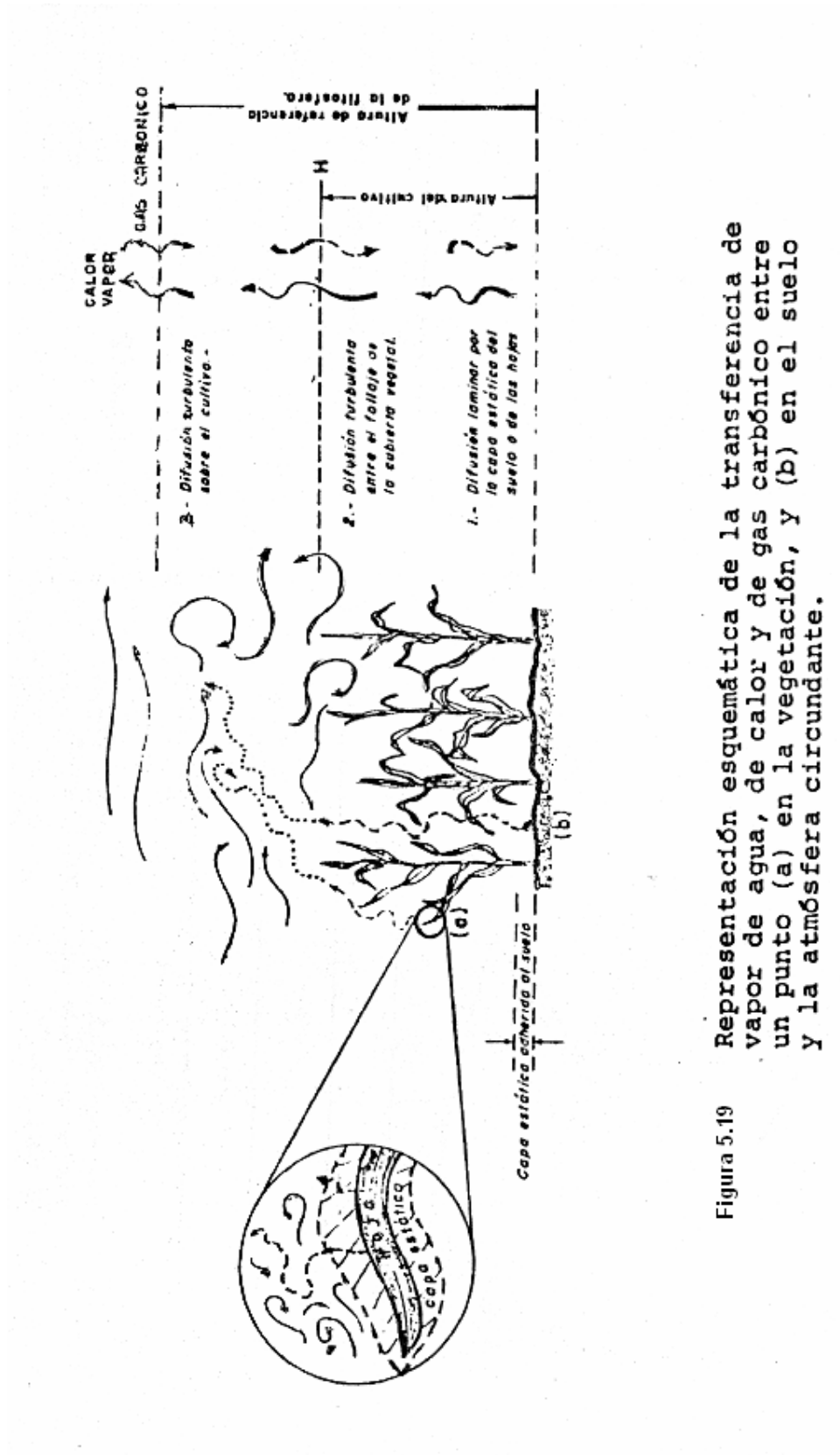


Figura 5.19 Representación esquemática de la transferencia de vapor de agua, de calor y de gas carbónico entre un punto (a) en la vegetación, y (b) en el suelo y la atmósfera circundante.

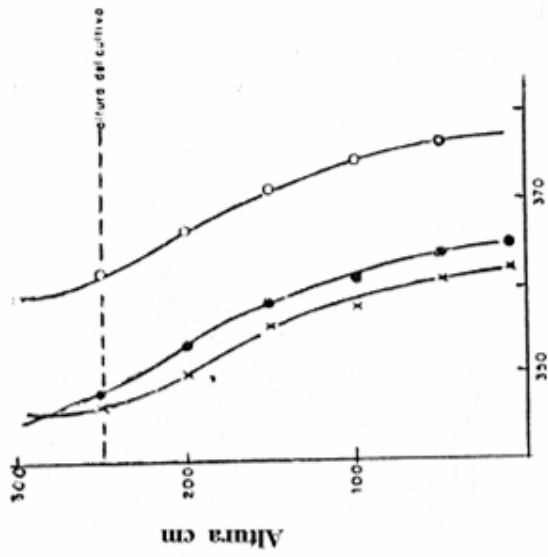


Figura 21 Distribución de gas carbónico, en un cultivo de maíz durante tres momentos de una noche (Gillespie, 1971).

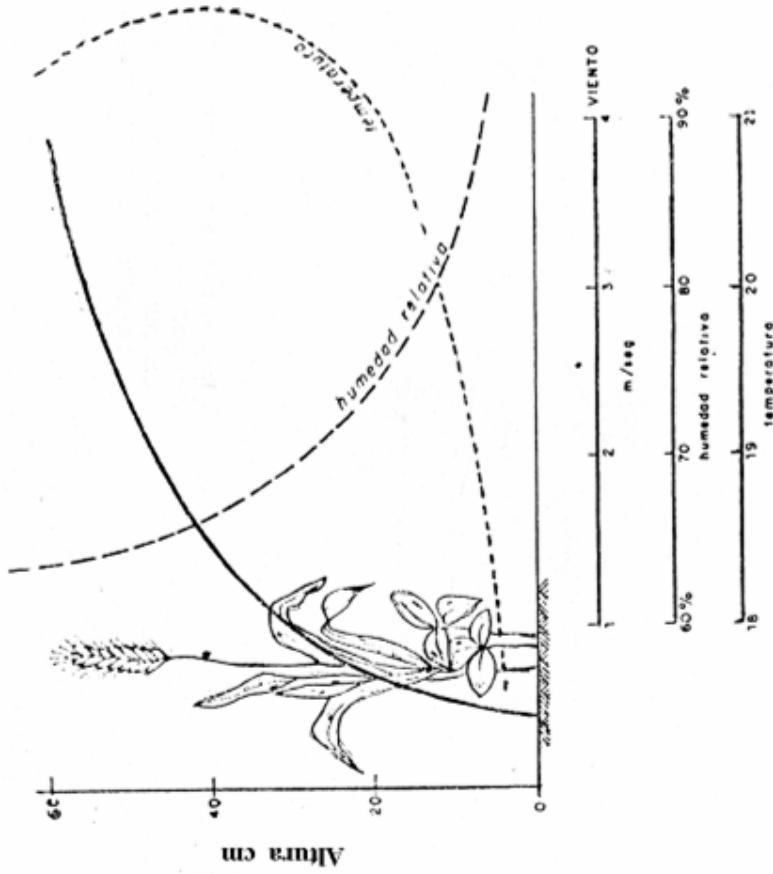


Figura 20 Distribución del viento, humedad relativa y temperatura en una pradera mixta. (Geiger, 1959).

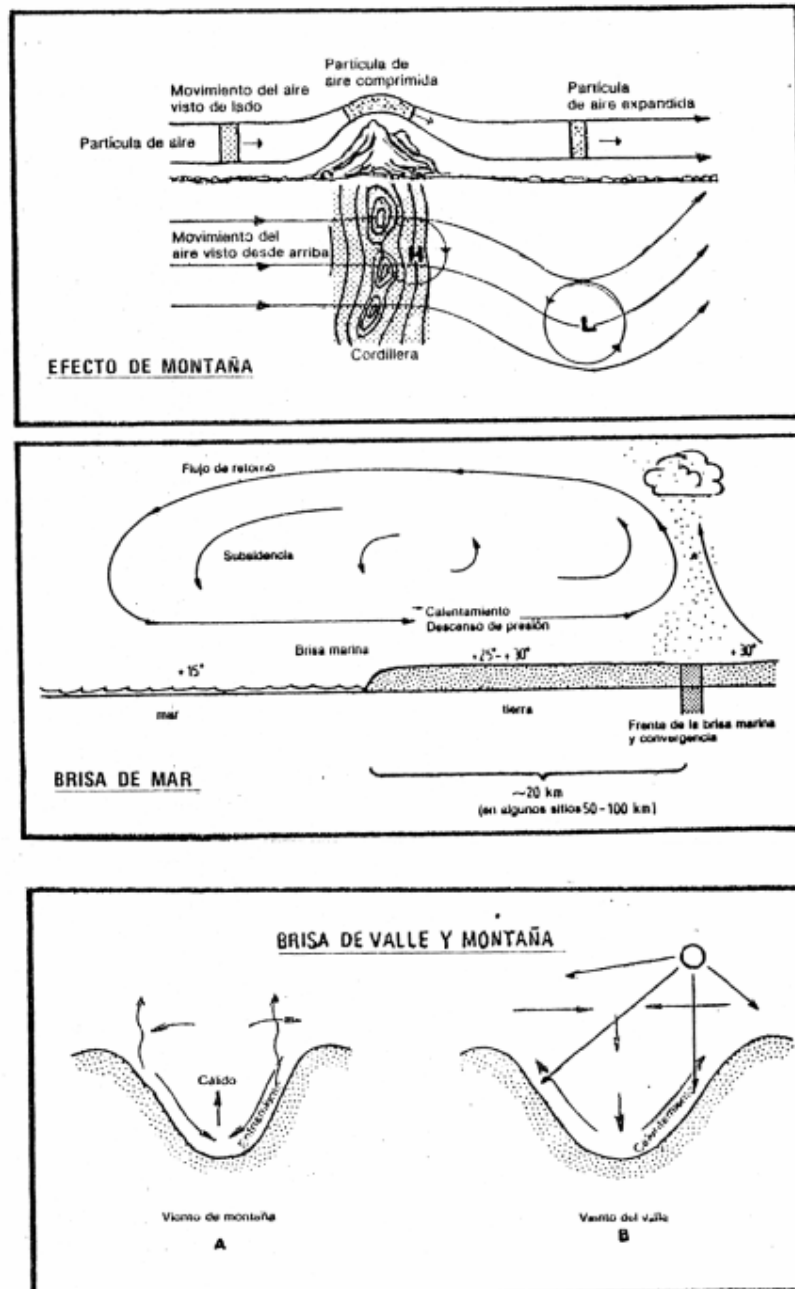


Figura 22. Circulaciones locales

Bibliografía

- La Evapotranspiración de los cultivos, aspectos agrofísicos. Aldo Norero SCH 1976.
- Compendio de Apuntes para la formación de Personal Agrometeorológico de las clases II y III. OMM 551.
- Bioclimatología Agrícola y Agroclimatología. A. J. Pascale y E. A. Damario. Ed. Fac. Agronomía UBA, Buenos Aires, 2004.