

VIENTO



**SERVICIO
METEOROLÓGICO
NACIONAL**

BOLETIN INFORMATIVO N° 29

VIENTO

El viento es simplemente aire en movimiento. Sin embargo es necesario precisar esa definición en el sentido de que ese movimiento es relacionado con respecto a un punto u objeto, aunque estos asimismo se encuentren en movimiento.

Por eso también llamamos viento al aire que sentimos en la cara cuando viajamos expuestos en un vehículo.

Pero en realidad la acepción más precisa del viento, es que la misma está determinada por el movimiento del aire con respecto a un punto fijo a la tierra, y así es como habitualmente se lo mide en todas las estaciones meteorológicas del mundo.

El viento tiene entonces dirección, sentido e intensidad, y esto físicamente es considerado como un vector, que asimismo puede expresarse por medio de tres componentes. Habitualmente se supone que es horizontal, aunque puede existir una componente vertical, en cuyo caso el vector es tridimensional.

En principio se puede inferir que las diferencias térmicas generadas por calentamientos no uniformes en el suelo, originan diferencias de presión entre puntos que se encuentran sobre la superficie terrestre, la que a su vez está en rotación sobre un eje y es aproximadamente esférica.

Dichas diferencias de presión provocan aceleraciones del movimiento del aire, inicialmente desde la zona de mayor a la de menor presión, siendo el viento entonces una consecuencia de estas aceleraciones.

Luego, si tomáramos una instantánea del viento veríamos un complejo sistema sometido a un sin número de aceleraciones, algunas inerciales, que nunca llegarían a determinar un estado de equilibrio final ya que el calentamiento continúa.

El viento a su vez transporta vapor de agua, pudiendo favorecer su concentración y dar lugar a la formación de nieblas, nubes y precipitaciones.

En gran escala se ha encontrado una relación entre las isobaras, líneas que unen puntos de igual presión, y el viento predominante. Esta relación está ligada a la fuerza horizontal de presión y a la fuerza desviadora de Coriolis, cuyo efecto se analiza más adelante, es de importancia fundamental para el conocimiento del campo de viento en los niveles de altura, sobre todo en las latitudes templadas y frías. Otros elementos a tener en cuenta son la convección nubosa, el transporte de la cantidad de movimiento por el propio viento y la fricción, tanto superficial como turbulenta en los diferentes niveles de la atmósfera.



Consecuencias de Temporales con fuertes rafagas de Viento



CALENTAMIENTO DIFERENCIAL Y CONVECCION

La convección es definida como transporte de calor de un lugar a otro por medio del traslado de partículas de aire.

Cuando dos superficies son calentadas de diferente forma, las mismas transmiten a su vez en forma diferente ese calor al aire que se encuentra sobre las mismas. El aire más caliente es menos denso por su expansión debido a las leyes físicas, mientras las fuerzas gravitacionales actúan en forma tal que el aire frío tiende a descender, el aire caliente a ascender y se produce entre ambos una circulación en la forma indicada en la **Figura 1**.

Esta circulación genera un viento en superficie que va de la región caliente, e inversamente en niveles altos, determinando mayor presión en la parte fría y menor presión en el sector caliente.

Todo este proceso suele denominarse **convección seca** por ser una forma de transporte de calor en la que no interviene la humedad.

Puede haber gran diferencia de tamaño o de escalas entre las regiones calentadas y enfriadas.

El tamaño de la circulación puede alcanzar algunas decenas de kilómetros, en fenómenos

tales como la brisa de mar. Brisa de glaciares o brisas de valle y montaña.

Cuando la convección se efectúa en presencia de condensación de humedad, el movimiento es fuertemente amplificado gracias al calentamiento adicional producido por la liberación de calor latente. Esto favorece la convergencia del viento hacia la región donde se produce el movimiento de ascenso. Si el viento superficial es portador de humedad, este sistema tiende a autoalimentarse (**Figura 2**).

En meteorología, a este proceso donde interviene la formación de nubes se denomina **convección** propiamente dicha, denominándose **advección** al transporte horizontal de calor.

Cuando el tamaño de las regiones sometidas a calentamiento diferencial excede de algunas decenas de kilómetros, los movimientos de aire resultantes son desviados hacia la izquierda en el Hemisferio Sur, por la acción de la fuerza de Coriolis. Pero ésta tiende a ser nula en las regiones ecuatoriales, por lo que existen grandes circulaciones convectivas que abarcan continentes y mares tropicales dando lugar a los vientos Monzónicos que se dirigen siempre desde la superficie fría hacia la superficie caliente.

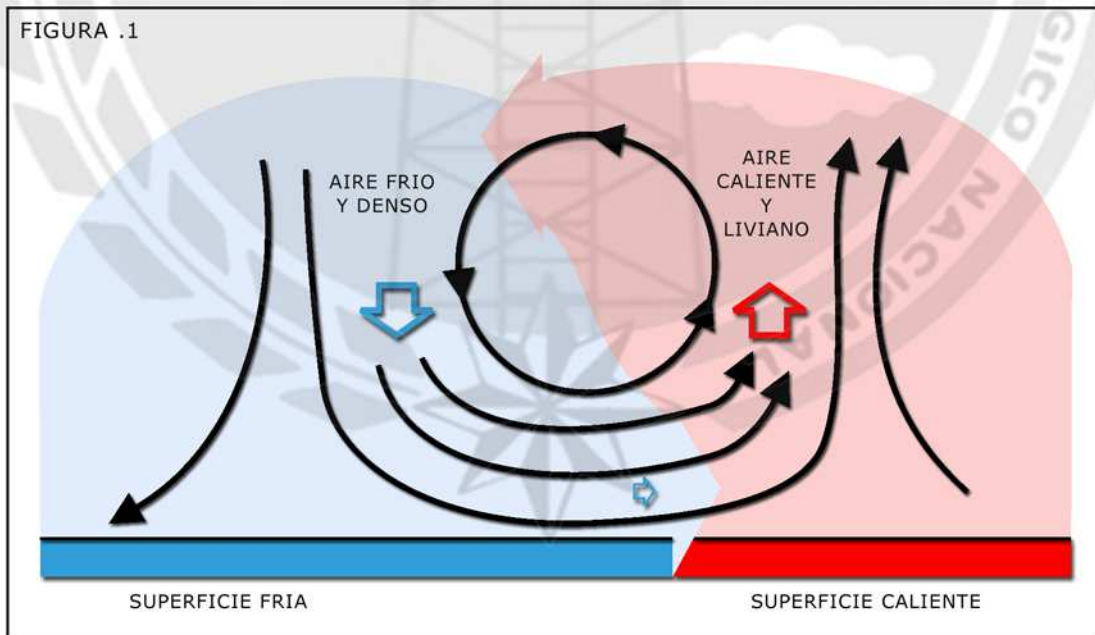
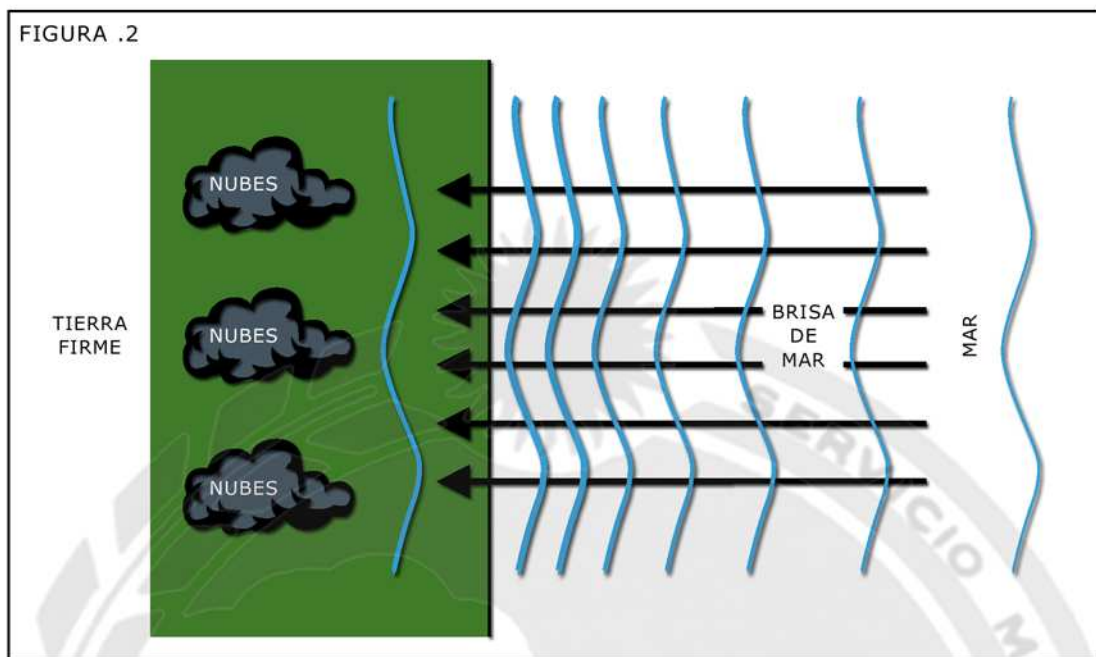


FIGURA .2



GRADIENTE DE PRESION

Como dijimos las diferencias de calentamiento originan diferencias de presión. Estos valores de presión se pueden identificar por medio de isobaras, las que en una carta sinóptica nos señalan la existencia de zonas de alta presión (anticiclones) y de baja presión (ciclones).

El viento en principio soplará en dirección perpendicular a las isobaras desde la alta hacia la baja presión y lo hará con mayor intensidad cuando mayor sean las diferencias de presión en una dirección determinada. Es decir que el viento será tanto más fuerte cuanto menor sea la separación entre isobaras.

FUERZA DE CORIOLIS

Una vez puesto en movimiento el aire, como nos encontramos sobre una esfera rotante (la Tierra), se produce una desviación inercial del viento hacia la izquierda en el Hemisferio Norte.

La acción de dicha fuerza desviadora se puede comprobar trazando unas líneas de tiza con un desplazamiento recto de la mano

sobre un disco de música en movimiento. O intentando caminar sobre una plataforma en movimiento circular.

La existencia de esta fuerza fue descubierta experimentalmente por BUYS-BALLOT y teóricamente por CORIOLIS. La misma tiende a crear una concentración de aire hacia la izquierda del movimiento (Hemisferio Sur) y una depresión hacia la derecha. Este esquema se ve en la **Figura 3**.

De esta forma el viento tiende a ser paralelo a las isobaras. En ese caso teórico el viento es denominado **geostrófico** y su intensidad es inversamente proporcional a la distancia entre las isobaras. Esta condición no se cumple en los niveles superficiales de la atmósfera donde por efecto de la fricción se produce a su vez una desviación del viento hacia las bajas presiones, tanto mayor cuanto mayor sea la rugosidad del terreno y cuanto menor sea la latitud ya que en regiones tropicales hay un debilitamiento de la fuerza de Coriolis.

LA CIRCULACION GENERAL

En gran escala el aire caliente ecuatorial tiende a ascender y dirigirse en los niveles



altos hacia los polos. El efecto de desviación de Coriolis determina que en los 30° de latitud el viento en altura sea del Oeste y de gran intensidad (corriente en chorro subtropical), mientras que el aire que superficialmente se dirige hacia el Ecuador es desviado con dirección ESE en el Hemisferio Sur y ENE en Hemisferio Norte. Estos vientos son llamados **vientos alisios** que convergen en las regiones ecuatoriales (**Figura 4**) dando lugar a la concentración de humedad, ascenso de aire y nubosidad, configurando la continuación del ciclo.

En la circulación descrita anteriormente las zonas de descenso se encuentran en los 30° de latitud determinando una compresión asociada a un aumento de presión. En esas regiones se generan entonces los **anticiclones subtropicales** que casi permanentemente se ubican sobre los océanos como se ve en la **Figura 4**.

Del lado polar de estos anticiclones (latitudes medias) el viento es del Oeste, mientras que en los niveles medios y altos el viento aumenta con la altura. Alrededor de los 10.000 m se suele encontrar una zona de vientos fuertes denominada **corriente en chorro** (del Oeste), asociada a discontinuidades térmicas que ocurren en niveles más bajos.

En regiones polares predomina el enfriamiento superficial y el descenso de aire, lo que determina la formación de un anticiclón

de aire muy frío en capas bajas y vientos prevaleciendo del Este.

Ocasionalmente, cuando se dan las condiciones dinámicas, el aire tiende a “salir” del anticiclón polar descendiendo sobre la pendiente helada antártica. En esos casos se produce una irrupción brusca de aire frío con velocidades superiores a los 100 Km/h. Estos vientos producen los denominada blizzards en la forma que esquematiza en la **Figura 5**.

Sobre la superficie nevada suelen levantar la nieve formando una ventisca que reduce la visibilidad extremadamente.

La aproximación de estas masas de aire a regiones más templadas **Figura 6**, forma los denominados frentes fríos que en la Argentina suelen ser acompañados por chaparrones y una rotación del viento hacia el Sudoeste, típicamente llamada **viento pampero** (Ver Boletín Informativo N° 13).

FRICCION SUPERFICIAL

El viento por encima de unos 1000 metros puede considerarse paralelo a las isobaras como habíamos dicho, pero en los niveles más bajos actúa la fricción superficial debida a la rugosidad del suelo.

Dicha fricción causa dos efectos en el viento; en primer lugar una reducción en su magnitud y en segundo lugar una desviación

FIGURA .3

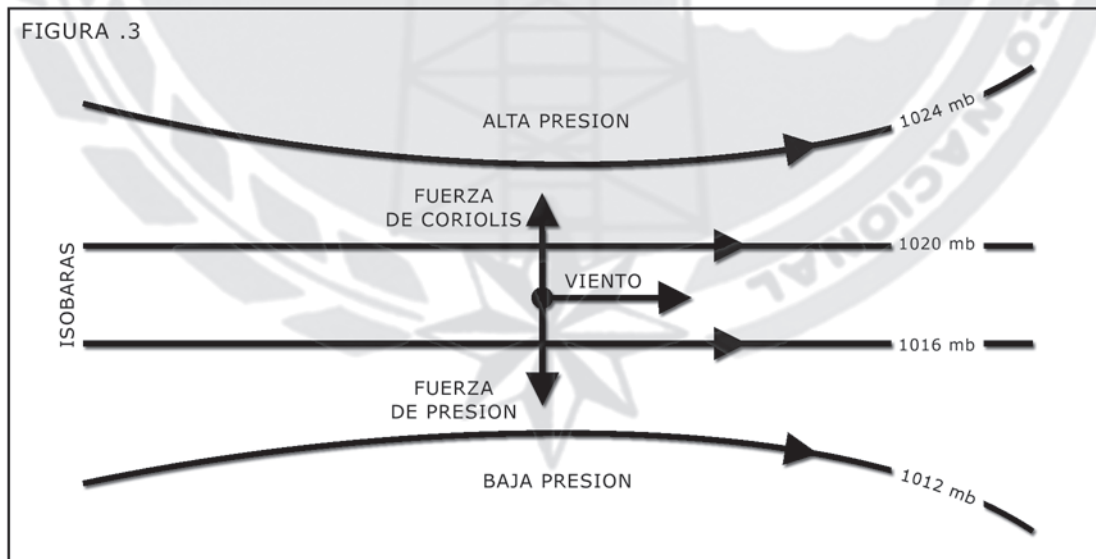
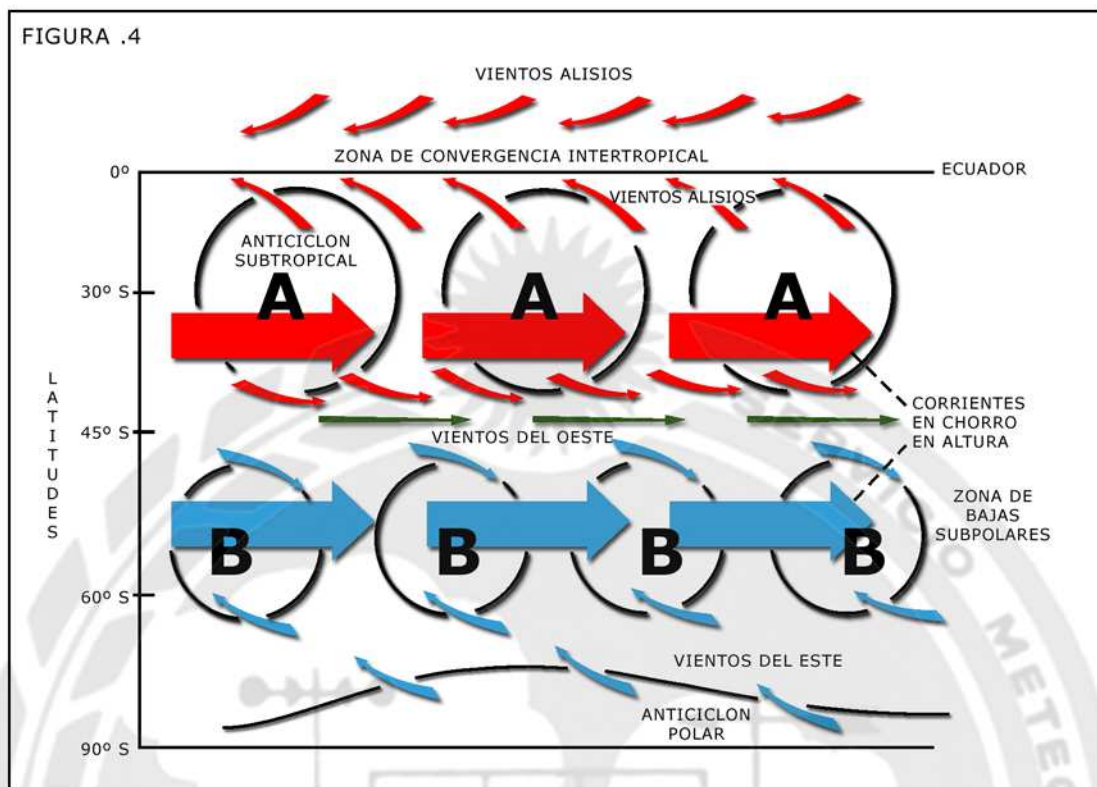


FIGURA .4



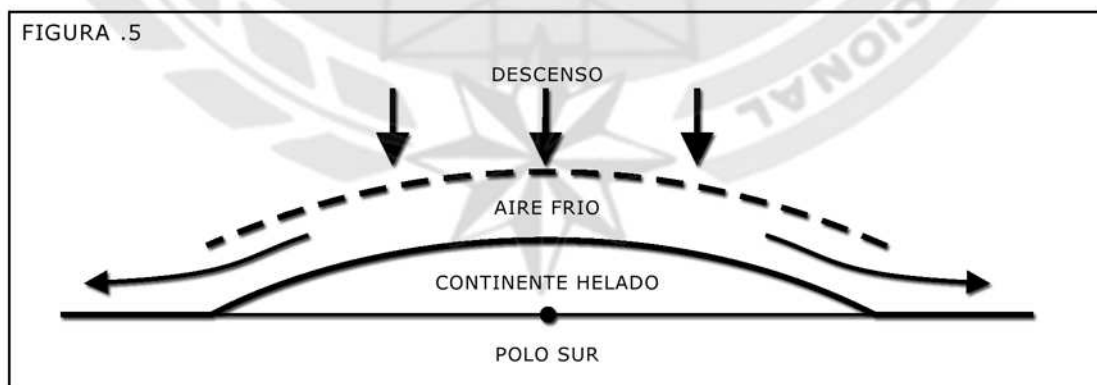
del mismo hacia las bajas presiones. Dicha desviaciones proporcional a la rugosidad y es de aproximadamente 20° en el mar. De tal forma aparece una divergencia de los vientos de anticiclones y una convergencia hacia las bajas presiones. El grado de desviación va variando con la altura estableciéndose un perfil vertical del viento en las capas bajas de la atmósfera.

Generalmente la intensidad del viento aumenta con la altura. De tal forma cuando hay un calentamiento superficial ello

determina turbulencia y las porciones de aire descendente provocan un aumento superficial del viento, claramente visible en los mediodías soleados. Durante la noche el enfriamiento superficial produce la acumulación de aire frío cerca del suelo y el mismo es muy plano la fricción tiende a frenar todo movimiento.

Un caso similar pero de otra escala es la generación de ráfagas de viento asociadas a nubes cúmulonimbos. Dentro de las mismas existen sucesivamente corrientes ascendentes y descendentes muy fuertes. Las

FIGURA .5



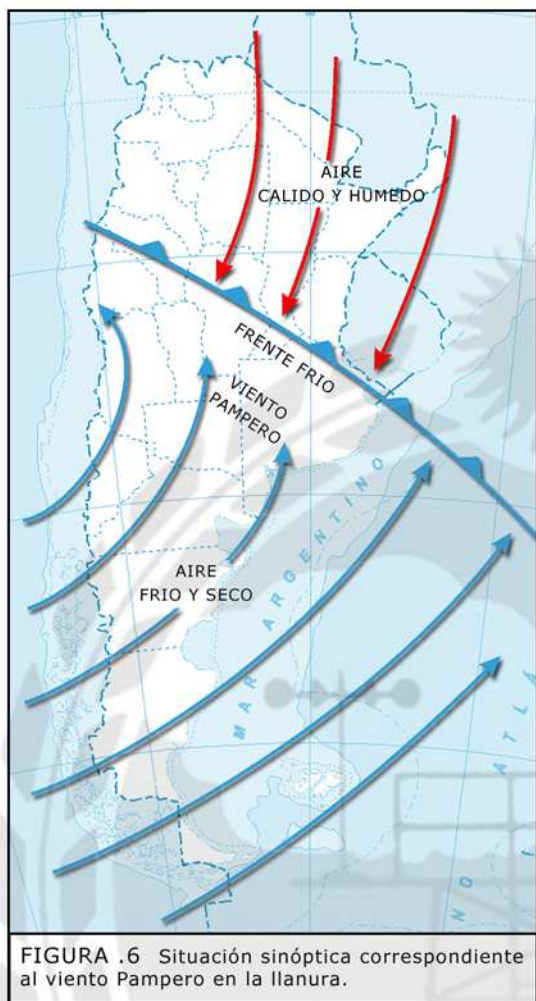


FIGURA .6 Situación sinóptica correspondiente al viento Pampero en la llanura.

cardinales que, por supuesto, en cada lugar del mundo tienen connotaciones diferentes.

Algunos sistemas meteorológicos van acompañados de vientos muy fuertes como en el caso del **Tornado**, tratado en el Boletín Informativo N° 5 con valores de hasta 500 Km/h y los **Huracanes** tratados en el *Boletín Informativo N°18*, con velocidades comprobadas de hasta 320 Km/h.

VIENTOS TIPICOS EN LA ARGENTINA

En la Argentina como vientos de denominación propia, es posible observar, además del ya mencionado **Pampero**, el viento **Zonda** (Figura 7) y la **Sudestada** (Figura 8) de los que ya se ha ocupado esta serie de publicaciones, el viento **Chorrillero** y el viento **Blanco** que se producen en regiones montañosas del Noroeste. Asimismo se presentan casos frecuentes de **brisa de mar y tierra** en el litoral atlántico, en forma tal que la brisa diurna es del mar y la nocturna es de tierra; **brisa de valle y de montaña** en las regiones serranas, de valle durante el día y de montaña durante la noche y **brisa de glaciar** en regiones patagónicas y antárticas, corriente abajo del glaciar.

La circulación general de la atmósfera determina que en algunas regiones del país existan vientos del **Oeste** en la Patagonia y del sector **Este** en el Litoral y Mesopotamia.

En la Pampa Húmeda el viento del Norte además de provocar un aumento de la temperatura, si es regular a fuerte (50 Km/h) puede producir un transporte y redistribución de la humedad que favorece la formación de tormentas.

El viento del Este es generalmente portador de la humedad del Atlántico. El viento Sur, sostenido, indica la llegada de una masa polar y el viento del Oeste determine un descenso de la humedad.

MEDICION DEL VIENTO

Existen diversos métodos para medir el viento tanto para establecer su dirección

corrientes descendentes son más frías y traen consigo el viento horizontal que hay en niveles altos. Cuando estas porciones de aire "chocan" contra el suelo provocan violentas ráfagas que se deben, además del efecto de choque, a la diferencia entre velocidad del viento en niveles altos y el viento en el suelo, que generalmente es siempre más débil. Estas ráfagas pueden tener diferentes direcciones pero en la región pampeana tiene mayor intensidad las que provienen entre el Oeste y el SO. También se las suele denominar **pampero** aunque son de corta duración.

En cada región del mundo suelen existir denominaciones propias para el viento de características como el Mistral, Tramontano, Sirocco, Simún, Boreas, Föhn, etc., además de los clásicamente conocidos por sus direcciones



como su velocidad también denominada “fuerza” del viento.

El método clásico consiste en determinar la dirección por medio de una veleta y su velocidad por medio de anemómetro. Esto es tratándose de la medición del viento en superficie que habitualmente se toma en lo alto de una torre de 10 m de altura para evitar el efecto de obstáculos ubicados en inmediaciones de dicha torre.

Existen otros métodos para determinar la dirección del viento, además de diferentes tipos de veleta entre las que incluyen las “mangas”.

Tales métodos son basados en las mediciones sucesivas de un elemento trazador que puede ser un globo que asciende o de nivel constante, una pantalla reflectante de ondas de radar adosada a un globo, una nube o elemento singular de una nube, una partícula de aire o de agua en la atmósfera cuyo desplazamiento se mide por efecto “Doppler”, etc. Estas últimas formas de medir la dirección están combinadas con la medición de la velocidad o fuerza.

La dirección está definida por el punto cardinal desde donde viene el viento, es decir de acuerdo a la rosa de los vientos que determina ocho rumbos principales y dieciséis direcciones si se incluyen puntos intermedios. Estas son suficientes para uso diarios pero

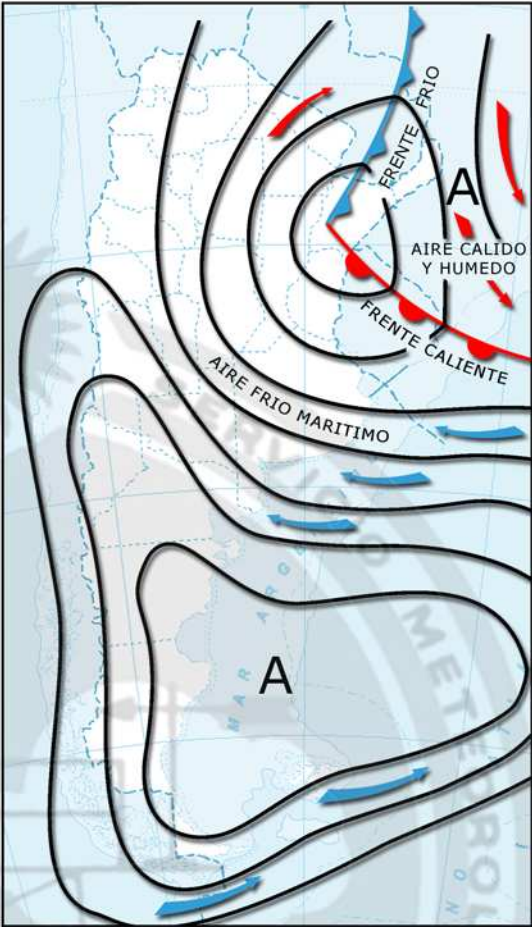


FIGURA .8: Situación sinóptica que provoca el fenómeno conocido como Sudestada.

FIGURA .7: Proceso genético del viento ZONDA.



TABLA I

N	0°	360°
NNE		22,5°
NE		45°
ENE		67,5°
E		90°
ESE		112,5°
SE		135°
SSE		157,5°
S		180°
SSN		202,5°
SW		225°
WSW		247,5°
W		270°
WNW		292,5°
NW		315°
NNW		337,5°



FIGURA .9 Anemómetro Robinson

para usos técnicos se recurre a una escala sexagesimal que va del 0 a 360° comenzando por el Norte en el sentido de las agujas de reloj.

En la **Tabla I** se muestran las equivalencias en ambos sistemas de medición de direcciones. Para fines científicos la dirección puede estar definida en un sistema de coordenadas polares o determinarse por medio de sus componentes en coordenadas cartesianas octogonales.

La medición de la velocidad del viento, también llamada intensidad o fuerza, se efectúa por medio de anemómetros que se basan en diferentes principios físicos. Entre los convencionales se encuentran los de eje vertical con coperolas o cazoletas, que se ven en la **Figura 9** junto a una veleta, los de eje horizontal con hélices **Figura 10**, los de placas pendulares sometidas al viento **Figura 11**, los de tubo de presión que aprovechan las sobrepresiones y depresiones dinámicas ejercidas por el viento sobre un obstáculo y los de hilo caliente que miden el efecto de enfriamiento que produce el viento sobre una resistencia eléctrica cuya tasa del calentamiento se conoce. Todos estos sistemas de medición están descritos en la publicación de Instrucción N° 3

“ANEMOMETRIA”, del **Servicio Meteorológico Nacional** (1985). Dichos anemómetros pueden ser totalizadores, de registro continuo o de lectura directa y son los utilizados para medir el viento próximo a la superficie o en una plataforma móvil (barco, avión, etc.) en cuyo caso es necesario descomponer el viento medio en el viento real más la velocidad de arrastre.

Las unidades más usuales para medir la intensidad son los Kilómetros por hora, nudos o metros por segundo, o por medio de una escala visual definida por un número, denominada escala Beaufort por ser su inventor, y cuyas equivalencias se muestran en la **Tabla II**.

En altura las mediciones son generalmente combinadas de dirección y fuerza, utilizándose de un elemento trazador en la unidad de tiempo en forma análoga al método para observar la dirección.

Un método de reciente aplicación es el que consiste en medir el desplazamiento de un conjunto nuboso en dos imágenes sucesivas adquiridas por satélite geoestacionarias. De tal forma se obtienen valores de viento principalmente en regiones oceánicas tropicales en niveles bajos (cumulus) y altos (cirrus).





FIGURA .10 Anemómetro de Hélices

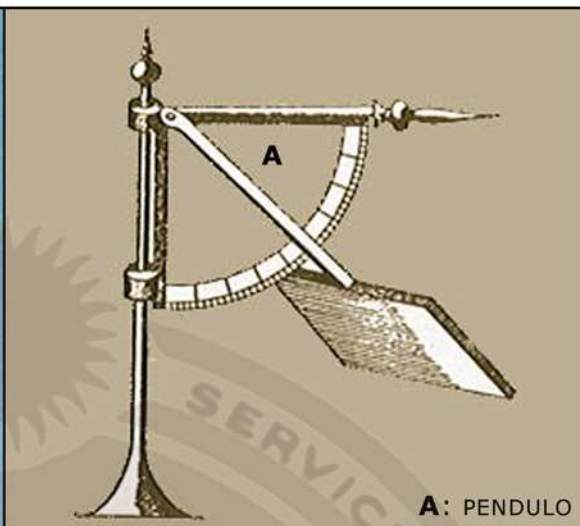


FIGURA .11 Anemómetro de Pendular

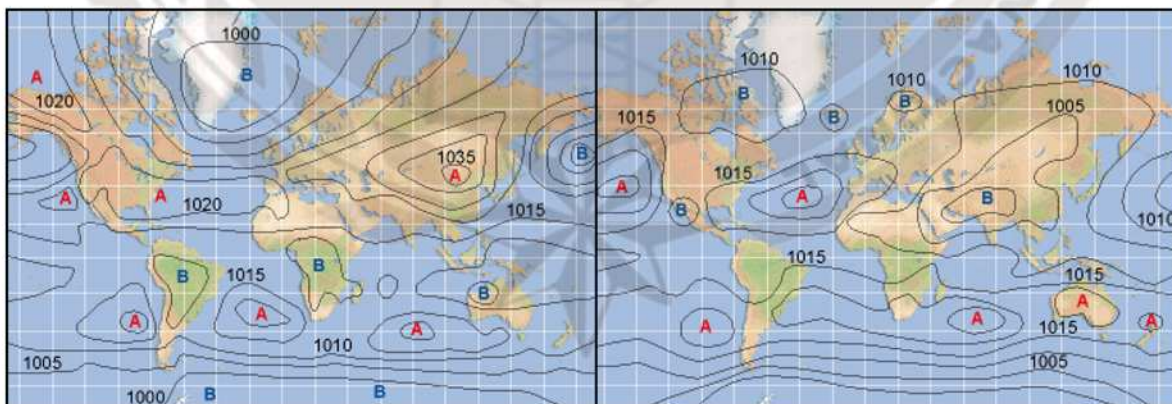
EL VIENTO EN ALTURA

El advenimiento de la aviación y los avances de la Ciencia Meteorológica impulsaron el conocimiento de las distribuciones de viento en altura. De tal forma se ha determinado que el viento tiene una variación superficial asociada a la fricción que produce el suelo, que alcanza aproximadamente 1000 metros y que es objeto de estudio por Micro-meteorología.

Fuera de dicha capa superficial estamos en la atmósfera libre únicamente sometida a procesos meteorológicos de mayor escala.

La distribución térmica global determina que en latitudes medias el viento del Oeste

aumente con la altura hasta los niveles donde se encuentra la **Tropopausa** es decir aproximadamente 10.000 metros. Allí se encuentran las denominadas **corrientes en chorro (jet stream)**: la subtropical entre 25 y 30° de latitud y la polar entre 35 y 50° de latitud en ambos hemisferios y con vientos del Oeste que pueden superar los 300 Km/hora. En latitudes ecuatoriales y a mayor altura es posible ubicar una corriente en chorro del Este con valores de hasta 100Km/hora. También en regiones polares puede existir estacionalmente en invierno una corriente en chorro del Oeste en niveles estratosféricos.



Isobaras dominantes el mes de Enero y Julio



TABLA II

NUMERO BEAUFORT	DESCRIPCION	VELOCIDAD EQUIVALENTE DEL VIENTO A UNA ALTURA ESTANDAR DE 10 METROS SOBRE EL SUELO PLANO				ESPECIFICACIONES PARA ESTIMAR LA VELOCIDAD DEL VIENTO SOBRE EL SUELO TERRESTRE
		Nudos	m/s	km/h	Millas/h	
0	CALMA	1	0-0,2	1	1	CALMA; EL HUMO SUBE VERTICALMENTE
1	VENTOLINA	1-3	0,3-1,5	1-5	1-3	LA DIRECCION DEL VIENTO LA INDICA EL DESPLÁZAMIENTO DE HUMO AUNQUE AUN NO ES ACUSADO POR LA VELETA DE VIENTO
2	BRISA SUAVE	4-6	1,6-3,3	6-11	4-7	LA ACCION DEL VIENTO SE PERCIBE SOBRE LA CARA; SE PERCIBE EL SUSURRAR DE LAS HOJAS DE LAS PLANTAS; LAS VELETAS COMUNES SE MUEVEN POR ACCION DEL VIENTO
3	BRISA LEVE	7-10	3,4-5,4	12-19	8-12	LAS HOJAS Y PEQUEÑAS RAMAS DE LAS PLANTAS ESTAN MOVIENDOSE CONTINUAMENTE; EL VIENTO EXTIENDE LAS BANDERAS HACHAS DE TEJIDO SUAVE
4	BRISA MODERADA	11-16	5,5-7,9	20-28	13-18	SE LEVANTAN EL POLVO Y LOS PAPELES SUELTOS; LAS PEQUEÑAS RAMAS DE ARBOLES SE MUEVEN
5	VIENTO REFRESCANTE	17-21	8,0-10,7	29-38	19-24	EN LOS ARBOLES PEQUEÑOS EL RAMAJE COMIENZA A MECERSE Y SE FORMAN PEQUEÑAS CRESTAS EN LAS ONDAS DE AGUAS ACUMULADAS EN ESTANQUES Y LAGUNAS
6	VIENTO FUERTE	22-27	10,8-13,8	39-49	25-31	SE MUEVEN LAS RAMAS GRANDES DE LOS ARBOLES; SE OYE EL SILBIDO QUE EL VIENTO PROVOICA EN LOS CABLES DE TELEGRAFO; LOS PARAGUAS SE UTILIZAN CON DIFICULTAD POR EL EFECTO DEL VIENTO
7	VIENTO MUY FUERTE	28-33	13,9-17,1	50-61	32-38	LAS COPAS DE LOS ARBOLES SE MUEVEN TOTALMENTE; SE SIENTE DIFICULTAD EN LA MARCHA PERSONAL CONTRA EL VIENTO
8	TEMPORAL	34-40	17,2-20,7	62-74	39-46	SE ROMPEN LAS RAMITAS DE LOS ARBOLES; GENERALEMENTE IMPIDE EL AVANCE DE LA MARCHA PERSONAL
9	TEMPORAL FUERTE	41-47	20,8-24,4	75-88	47-54	OCURREN PEQUEÑOS DAÑOS EN LAS ESTRUCTURAS EDILICIAS (SON ARRANCADOS LOS SOMBRERETES DE LAS CHIMENEAS, LAS TEJAS DE LOS TECHOS, ETC.)
10	TEMPORAL MUY FUERTE	48-55	24,5-28,4	89-102	55-63	RARAMENTE SE EXPERIMENTAN EN TIERRAS ADENTRO; SE VEN ARBOLES CON RAICES ARRANCADAS DEL SUELO; OCURREN DAÑOS ESTRUCTURALES CONSIDERABLES
11	TEMPESTAD	56-63	28,5-32,6	103-117	64-72	SE EXPERIMENTA MUY RARAS VECES; OCASIONA DAÑOS GENERALES POR DOQUIER
12	HURACAN	64 y en incremento	32,7 y en incremento	118 y en incremento	73 y en incremento	SIN ESPECIFICACION



EQUIVALENCIA DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO EN LA VELETA PENDULAR

RADIO	ESCALA BEAUFORT (FUERZA)	EQUIVALENCIA EN km/h	OBSERVACIONES
PRIMER	2	de 6 a 11	Se percibe el viento en la cara, las veletas comunes son movidas por el viento
SEGUNDO	3	de 12 a 19	VIENTO LEVE - Las hojas y las ramitas de los arboles se hallan en movimiento constante
TERCER	4	de 20 a 28	VIENTO MODERADO - Se levanta el polvo y papeles sueltos, se mueven las ramas pequeñas
CUARTO	5	de 29 a 38	VIENTO REGULAR - Los arboles pequeños comienzan a mecerse
QUINTO	6	de 39 a 49	VIENTO FUERTE - Se mueven las grandes ramas de los arboles; los paraguas son usados con dificultad
SEXTO	7	de 50 a 61	VIENTO MUY FUERTE - Se mecen los arboles por entero; es molesto caminar contra el viento
SEPTIMO	8	de 62 a 74	TEMPORAL - El viento rompe las ramitas de los arboles; es difícil caminar contra el viento
OCTAVO	9	de 75 a 88	TEMPORAL FUERTE - Ocasiona leves daños en las estructuras (se desprenden tejas y cabezas de las chimeneas)
NOVENO	10	de 89 a 102	TEMPORAL MUY FUERTE - Se experimenta rara vez en tierra adentro; los arboles son arrancados de raíz, o ocasiona considerables daños

