



**APUNTE PARA HIDROLOGÍA
ELEMENTOS DE METEOROLOGÍA**

**UNIVERSIDAD DE CHILE
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL,
DIVISIÓN RECURSOS HÍDRICOS Y MEDIO AMBIENTE**

**XIMENA VARGAS MESA
MAURICIO CARTES VALDIVIA**

VERSIÓN: OTOÑO DE 2010

ÍNDICE

CAPÍTULO I	2
Introducción	2
CAPÍTULO II	2
Balance de Energía	2
CAPÍTULO III	4
Circulación Atmosférica	4
Movimiento de masas de aire	5
Frentes	5
CAPÍTULO IV	6
Viento	8
Temperatura	9
Humedad del aire	11
<i>Presión de Vapor (e)</i>	11
<i>Presión de Vapor de Saturación (e_s)</i>	12
<i>Densidad de mezcla del aire seco y vapor de agua (ρ_m)</i>	12
<i>Razón de Mezcla (r)</i>	13
<i>Humedad Específica (h_e)</i>	13
<i>Humedad Relativa (h_r)</i>	13
CAPÍTULO V	14
Agua Atmosférica	14
Altura de Agua Condensable o Precipitable	14
CAPÍTULO VI	15
Características Climáticas Generales de Chile	15
BIBLIOGRAFÍA	18
ANEXO	19

CAPÍTULO I

Introducción

La Meteorología es la ciencia que trata los fenómenos que ocurren en la atmósfera, tales como viento, precipitación, temperatura, radiación, etc. La meteorología es una rama de la física debido a que la atmósfera es una mezcla de gases regidos por las leyes de la dinámica y termodinámica en los que la temperatura, presión y volumen son las variables de estado más importantes. No obstante comportarse siguiendo las leyes de la física, éstas dependen en gran medida de la geografía en la que se desee estudiar, ya que la altitud, la latitud, la localización y topografía del terreno afectan directamente la distribución de los elementos meteorológicos sobre la superficie terrestre. El comportamiento de estos fenómenos en un sitio en particular y por un determinado tiempo se le conoce como clima. Por lo que la climatología es la ciencia que trata del estudio de los fenómenos meteorológicos en una cierta zona y durante un determinado tiempo.

De los diversos procesos meteorológicos que ocurren continuamente en la atmósfera, los más importantes son los de precipitación y evaporación, en los cuales la atmósfera interactúa con el agua superficial. La mayor parte del agua que se precipita sobre la superficie terrestre proviene de la humedad que se evapora en los grandes océanos y que es transportada por la circulación atmosférica a lo largo de grandes distancias.

CAPÍTULO II

Balance de Energía

El balance de energía en un sistema hidrológico corresponde al registro de las entradas y salidas de energía desde un sistema y hacia él. El esquema simplificado de las distintas componentes que intervienen en el balance de calor sobre una superficie, y considerando como flujos positivos a los que entregan calor al medio, se tiene:

$$RN - (Q_H + Q_L + Q_G) = S \quad (I)$$

Donde:

RN: radiación neta sobre la superficie.

Q_H : flujo de calor sensible desde la superficie.

Q_L : flujo de calor latente desde la superficie.

Q_G : flujo de calor molecular dentro de la superficie.

S: almacenamiento o pérdida de calor.

La radiación neta es la suma de la radiación electromagnética sobre todas las longitudes de onda (λ) del espectro:

$$RN = \int_0^{\infty} R(\lambda) d\lambda \quad (II)$$

La radiación neta usualmente se descompone en la suma de la radiación solar y terrestre debido al mínimo traslape de las distribuciones espectrales de estas dos bandas. La radiación solar se emite en longitudes de onda comprendida en la banda de 0,2 a 3 μm (radiación de onda corta), mientras la radiación terrestre se emite en longitudes de onda comprendida entre 1 y 100 μm (radiación de onda larga), dentro del rango infrarrojo del espectro, con un máximo en 10 μm.

Así, la radiación neta sobre la superficie terrestre se puede descomponer en:

$$RN = (RS_{\downarrow} - RS_{\uparrow}) + (ROL_{\downarrow} - ROL_{\uparrow}) \quad (III)$$

Donde:

RS_{\downarrow} : radiación solar incidente sobre la superficie (onda corta).

RS_{\uparrow} : radiación solar reflejada por la superficie.

ROL_{\downarrow} : contrarradiación atmosférica (onda larga).

ROL_{\uparrow} : emisión de la superficie.

Sobre el planeta tierra, la radiación solar recibida del sol genera alteraciones en la densidad de los gases y, por consiguiente los desequilibrios que causan la circulación atmosférica. El balance energético que se genera sobre el planeta queda simbolizado en la Figura I.

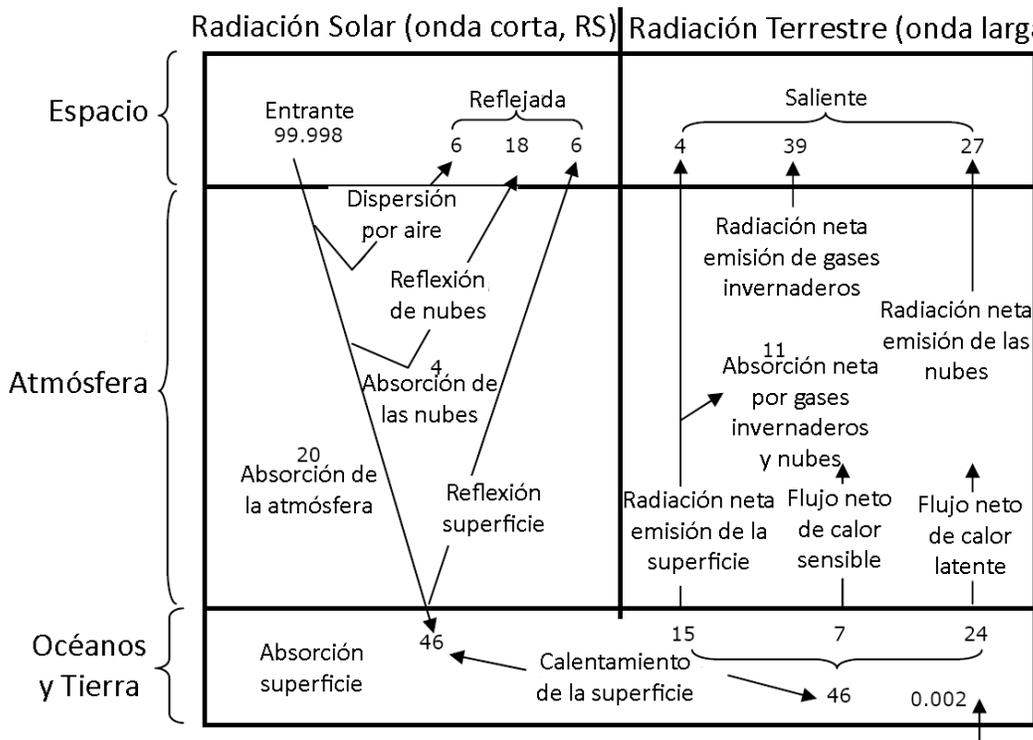


Figura I. Balance de energía (radiación) sobre la Tierra.

CAPÍTULO III

Circulación Atmosférica

La energía que transmite el Sol a la Tierra no es homogénea. En los polos se reciben por el ángulo de inclinación del sol alrededor de 90 W/m^2 , mientras que en el ecuador alcanza los 270 W/m^2 . Esta diferencia en energía provoca la transferencia de calor del ecuador a los polos, mediante celdas de convección y advección, Figura II. Dada la presencia de los continentes, los océanos y el movimiento de rotación de la Tierra, esta transferencia de calor a través del movimiento de masas de aire se realiza en tres celdas. La que esta en el ecuador y cuyo movimiento es casi totalmente convectivo se conoce como celda ecuatorial. En ella las masas de aire cargadas de humedad se elevan provocando fuertes lluvias en las zonas ecuatoriales, al elevarse se trasladan hacia latitudes mayores perdiendo humedad y temperatura. Al alcanzar latitudes alrededor de los 30° y enfrentarse con la celda central más fría, descienden como masas de aire, aún calientes (no tanto como en el ecuador, pero si más que las masas de aire de la celda central) y secas. En estas zonas se presentan altas presiones. La celda central abarca de los 30° hasta aproximadamente los 60° . En este caso las masas de aire descienden en latitudes menores y se elevan a latitudes mayores, el proceso de convección esta presente pero también la advección se observa de forma importante. Finalmente la celda polar transfiere las masas de aire hasta los polos bajo por advección. Se observa el frente de aire polar frío que choca con la celda central. En invierno este frente polar es dominante y puede alcanzar latitudes menores provocando fuertes nevadas.

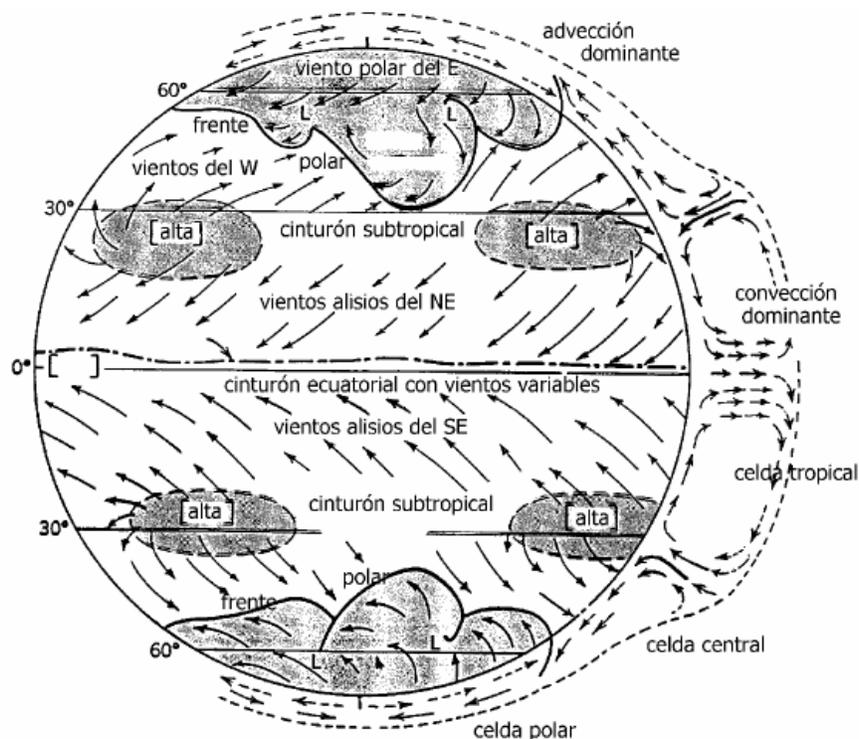


Figura II. Sección transversal latitudinal de la circulación atmosférica general del aire en la Troposfera.

Movimiento de masas de aire

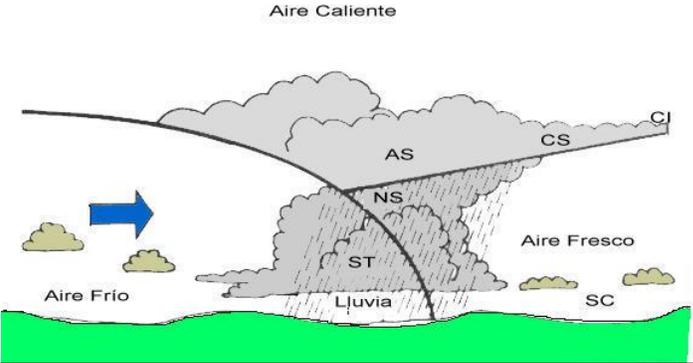
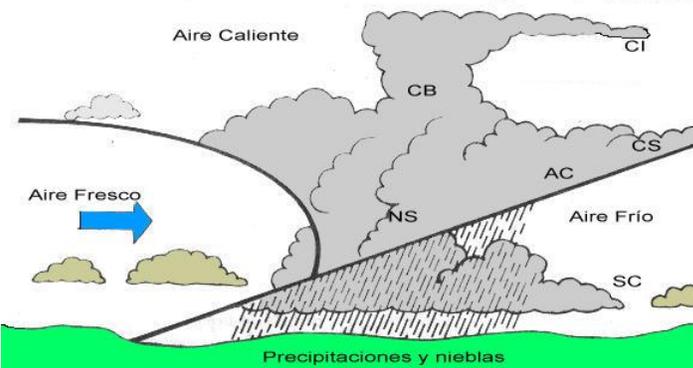
Una masa de aire corresponde un volumen de aire atmosférico cuyas propiedades físicas y termodinámicas son aproximadamente uniforme horizontalmente, vale decir, temperatura y contenido de humedad uniformes. La región donde la masa de aire adquiere sus características es la región fuente, como los trópicos y polos. Cuando una masa de aire caliente se encuentra con una de aire frío, en lugar de mezclarse aparece una superficie de discontinuidad definida entre ellas, llamada frente.

Frentes

Los frentes pueden tener una longitud de 500 Km a 5.000 Km., un ancho de 5 a 50 Km., y una altura de 3 a 20 Km. La pendiente de la superficie frontal puede variar entre 1:100 y 1:500. En la Tabla I se indica una clasificación para diferentes tipos de frentes.

Tabla I: Clasificación de los frentes

<p>Frente Frío</p>	<p>Cuando una superficie frontal se desplaza de tal manera que es el aire frío el que desplaza al aire caliente en superficie, se dice que estamos en presencia de un frente frío. Como la masa de aire frío es más densa, ataca al aire caliente por debajo, como si fuese una cuña, lo levanta, lo desaloja y lo obliga a trepar cuesta arriba sobre la empinada superficie frontal. El fenómeno es muy violento y en estos ascensos se producen abundantes nubes de desarrollo vertical. En los mapas se los representa con una línea azul continua.</p>
<p>Frente Cálido</p>	<p>En este caso, el aire caliente avanza sobre el frío, pero al ser este último más pesado, se pega al suelo y, a pesar de retirarse la masa fría, no es desalojada totalmente, de manera que el aire cálido asciende suavemente por la superficie frontal que hace de rampa. En general la nubosidad es estratiforme y las precipitaciones menos intensas que en un frente frío. En los mapas se representa con una línea continua roja.</p>
<p>Frente estacionario</p>	<p>Es aquel que marca la separación entre dos masas de aire, entre las que no se manifiesta desplazamiento de una respecto de la otra. La sección es similar a la de un frente cálido.</p>

<p>Frente Ocluído</p>	<p>Dado que los frentes fríos se desplazan más rápidamente que los frentes calientes, acaban por alcanzarlos. En estas condiciones el sector caliente desaparece progresivamente de la superficie, quedando solamente en altitud. Cuando los frentes se han unido forman un frente ocluido o una oclusión. Las oclusiones pueden ser del tipo frente frío o del tipo frente caliente.</p>
<p>Oclusión del tipo frente frío</p> 	<p>Se produce cuando el aire que se encuentra por delante del frente caliente es menos frío que el que llega por detrás del frente frío. En este caso el aire que está por detrás del frente frío, al ser más denso, hará de cuña y levantará al primero.</p>
<p>Oclusión del tipo frente caliente</p> 	<p>Es la que se produce cuando el aire que está por delante del frente caliente es más frío que el que está por detrás del frente frío. Este último, por ser más liviano, trepará por sobre el primero. El área de precipitaciones y la nubosidad está más extendida en este tipo de oclusión.</p>

CAPÍTULO IV

Presión Atmosférica

La presión atmosférica es la fuerza por unidad de área ejercida por la atmósfera sobre cualquier superficie en virtud de su peso. Equivale al peso de una columna de aire de sección transversal unitaria que se extiende desde un nivel dado hasta el límite superior de la atmósfera. La representación de curvas de igual presión se llama isóbaras, las que conforman las cartas isobáricas que permiten la caracterización y pronóstico del tiempo.

La medición de la presión puede expresarse en varias unidades de medidas: Hectopascales, en milibares, pulgadas o milímetros de mercurio (mm Hg). La unidad estándar en meteorología es el Hectopascal (1 Pa=1 N/m² y 1 hecto=100), ya que las diferencias en presión son del orden de 100 Pa, por lo que es mas conveniente utilizar esta unidad, que equivale, además, a un milibar. Al nivel del mar su valor normal se considera de 760 mm Hg (1,013 mbar), mientras que a una altura de 5.500 m este valor se reduce a la mitad aproximadamente.

Obs.: 1 atm = 1 bar = 1,033 Kg / cm² = 1013 HPa = 760 mm Hg = 14,7 lb / plg²

De forma simplificada, la presión atmosférica se relaciona con la altura mediante la expresión IV, la cual está sujeta a la temperatura.

$$\log(p) = 2,882 - \frac{H}{19500} \quad (IV)$$

Donde P es la presión atmosférica [mm Hg], y H es la altitud [msnm].

El aire fluye siempre desde las áreas de altas presiones hacia áreas de bajas presiones, tratando de llegar a un equilibrio. Pero existe una fuerza que lo desvía, causada por la rotación de la Tierra (el llamado efecto Coriolis), y que hace que el flujo no vaya en línea recta. En vez de esto, los vientos forman una espiral: ascendente y hacia dentro en los sistemas de bajas presiones, y descendente y hacia fuera en los sistemas de altas presiones. A los centros de baja presión se les denomina "Ciclones", los que dan origen a instabilidades y perturbaciones atmosféricas que condicionan y suelen dar origen a precipitaciones y tormentas. En cambio, a los centros de alta presión se les denomina "Anticiclones", los que generan estabilidad atmosférica y constituyen barreras meteorológicas de desplazamiento de frentes, perturbaciones y tormentas (Figura II).

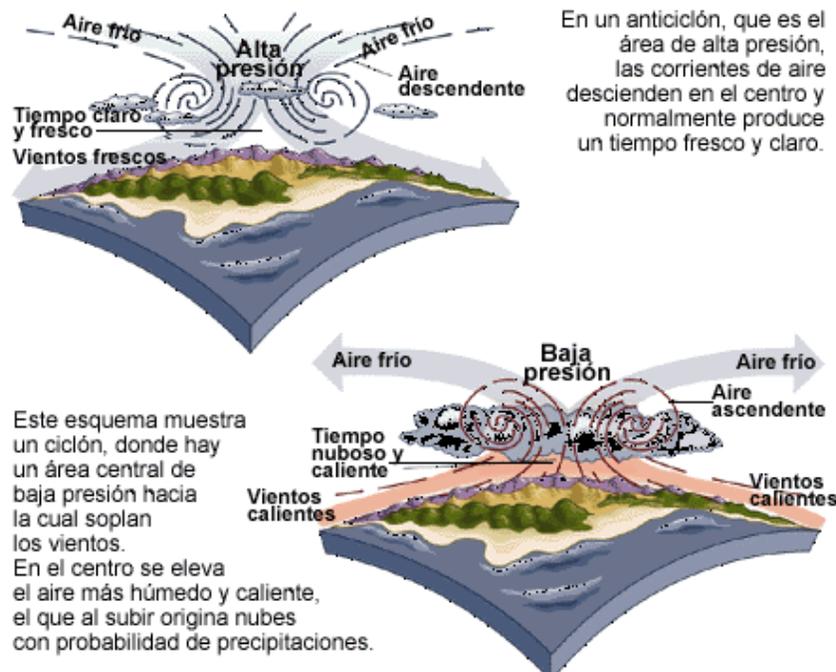


Figura II. Ciclones y Anticiclones.

Para medir la presión atmosférica en un lugar determinado se emplean los barómetros. Por su configuración se tienen: el Barómetro de Mercurio, el Barómetro de Aneroide y el Barómetro de Ebullición.

Viento

Se define como la componente horizontal del movimiento del aire (en particular $u, v \gg w$, con w componente vertical). Queda determinado por su dirección, que se expresa en grados sexagesimales (entendiéndose que la medida significa la dirección desde donde viene el viento), y por su velocidad, que se expresa en millas náuticas por hora, o sea en nudos; en metros por segundo o en kilómetros por hora.

Para que exista viento es necesario que haya una diferencia de presión entre dos puntos de la superficie terrestre. La variación de la presión por unidad de longitud se denomina gradiente de presión. A mayor gradiente de presión, más fuerte es el viento que origina. Los vientos de la superficie se mueven siempre desde las áreas de alta presión hacia los centros de baja presión; pero además esos centros se mueven debido a los fuertes vientos que soplan sobre ellos.

Los vientos producen las transferencias de calor y vapor de agua que condicionan muchos fenómenos del ciclo hidrológico (evaporación, transpiración vegetal, derretimiento de nieves y hielos, formación de precipitaciones y desplazamientos de tormentas. De acuerdo con la escala o dimensión del recorrido de los vientos tenemos tres tipos de vientos: los vientos planetarios, los vientos regionales y los locales, aunque hay algunos tipos, como los monzones, que son más difíciles de determinar y que ocupan variantes dentro de esta simple clasificación. Los vientos **globales, constantes o planetarios**, se generan principalmente como consecuencia del movimiento de rotación terrestre, que origina un desigual calentamiento de la atmósfera por la insolación y proceden de centros de acción dispuestos en franjas latitudinales de altas y bajas presiones, es decir, de anticiclones y depresiones. Estos cinturones se disponen aproximadamente en las latitudes ecuatoriales, subtropicales y polares (círculos polares) y se encargan de transportar una cantidad de energía realmente enorme, ante la cual, la posibilidad de un calentamiento global de carácter antropogénico parecería no tener ningún valor. Estos vientos son conocidos como alisios en las latitudes intertropicales y vientos del oeste en las zonas templadas (Figura III).



Figura III. Distribución de los principales vientos globales en la tierra.

Las diferencias de presión pueden ser regionales, pero también locales, las cuales generan **brisas térmicas**. Los **vientos locales** generados por las brisas pequeñas se deben a la existencia de dos medios diferenciados con temperaturas notablemente contrastadas, como la tierra y el mar o las cumbres y los valles de las montañas. Las **brisas marinas** se caracterizan porque la tierra, durante el día se comporta como zona cálida y el aire asciende «dejando sitio» al aire más frío del mar, y por lo tanto en superficie el aire circula del mar a la tierra. Por la noche la zona más cálida es el mar, es aquí donde el aire asciende «dejando sitio» al aire más frío de la tierra, y por lo tanto en superficie el aire circula de la tierra al mar. Lo mismo ocurre en las **montañas**. Durante el día la cima se comporta como zona cálida y el aire asciende «dejando sitio» al aire más frío del valle, y por lo tanto en superficie el aire circula del valle a la cima. Por la noche la zona más cálida es el valle, es aquí donde el aire asciende «dejando sitio» al aire más frío de la cima, y por lo tanto en superficie el aire circula de la cima al valle (Figura IV).

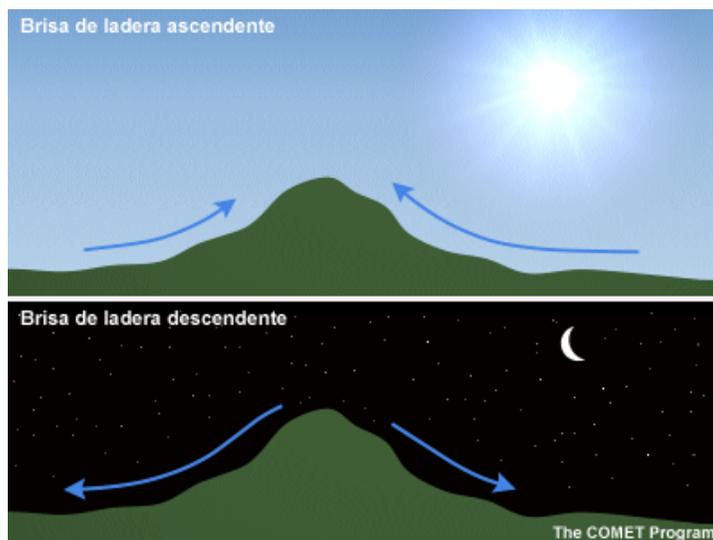


Figura IV. Movimiento diurno y nocturno de los vientos locales en una montaña.

Temperatura

La temperatura es una propiedad física de un sistema, que gobierna la transferencia de energía térmica, o calor, entre ese sistema y otros. Es una medida de la energía cinética de las partículas que componen el sistema. Así, cuando un objeto se siente caliente, los átomos en su interior se están moviendo rápidamente en direcciones aleatorias y cuando se siente frío, los átomos se están moviendo lentamente.

En el Sistema Internacional de Unidades, la unidad de temperatura es el Kelvin. Sin embargo, está muy generalizado el uso de otras escalas de temperatura, como la escala Celsius (o centígrada), y en Estados Unidos, la escala Fahrenheit. En la escala Celsius de temperatura, el cero de la escala corresponde a la temperatura del punto de congelamiento del agua, y el 100 a su temperatura de ebullición, ambos a nivel del mar. Así, el punto triple del agua corresponde a 0,01 °C y el cero absoluto a -273,16 °C.

La correspondencia entre las escalas de temperatura es:

$$T[{}^{\circ}\text{K}] = T[{}^{\circ}\text{C}] + 273,16$$

$$T[{}^{\circ}\text{F}] = T[{}^{\circ}\text{C}] + 32$$
(V)

El perfil de temperatura de la atmósfera terrestre tiene una compleja estructura (Figura V). Obedece a mecanismos físicos generales que conducen a características similares también en las atmósferas de otros planetas de nuestro sistema solar, a pesar de diferencias en composición química y densidad.

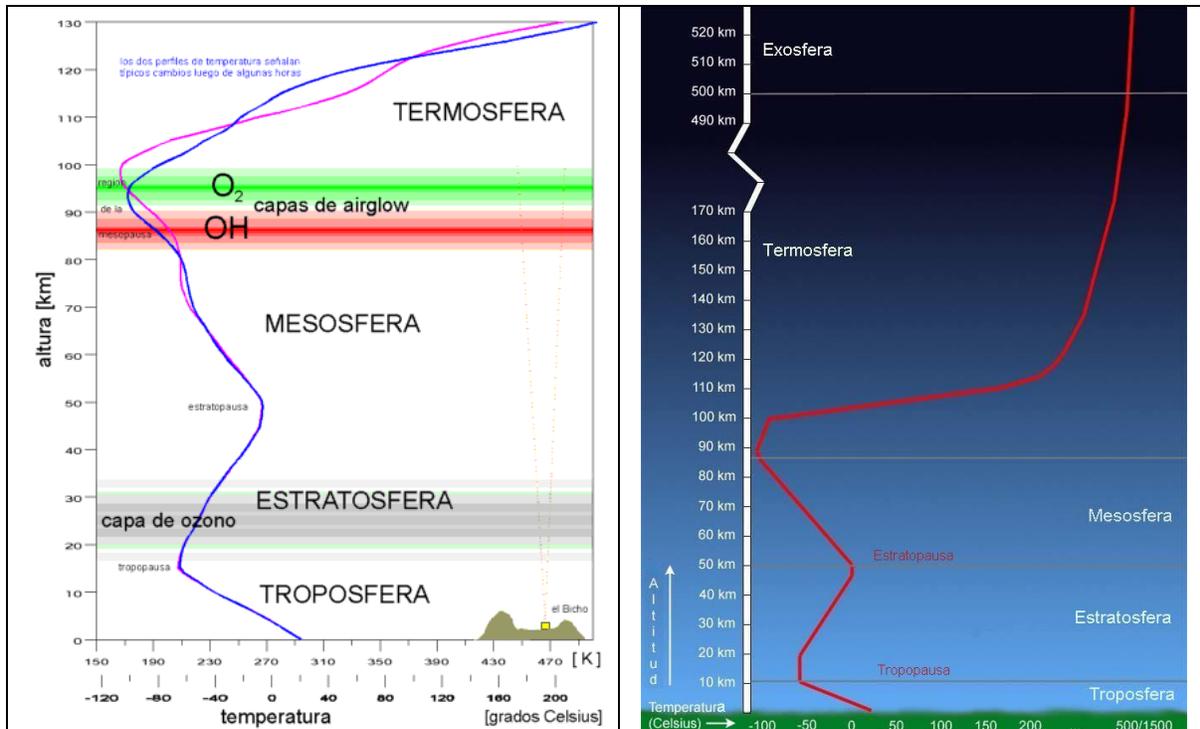


Figura V. Esquemas de la estructura térmica de la atmósfera.

El conjunto de transferencias de calor entre la atmósfera y la superficie terrestre provoca un gradiente de temperatura típico en la tropósfera. Existen tres tipos de gradientes de temperatura: gradiente adiabático seco, gradiente adiabático húmedo y gradiente real de temperatura.

El **gradiente adiabático** es la variación de temperatura que experimentan las masas de aire en movimiento vertical. Si no se produce condensación en la masa de aire se denomina **gradiente adiabático seco**, y es de $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ aproximadamente por cada 1000m de elevación ($-1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$). Cuando se condensa el vapor de agua (**gradiente adiabático húmedo** o saturado) es de $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ por cada 1000 m ($-0.5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) aproximadamente. Se dice que una capa de aire seco es absolutamente estable, si el gradiente de temperatura es inferior al gradiente adiabático seco. Por el contrario, una masa de aire saturado es absolutamente estable, si su gradiente de temperatura es inferior al gradiente adiabático húmedo.

Como el aire conduce mal el calor y tarda en alcanzar el equilibrio térmico con los sólidos y líquidos con que se encuentra en contacto, para medir su temperatura conviene adoptar precauciones. La temperatura del aire se mide en condiciones normalizadas a nivel mundial, con el fin de asegurar la comparabilidad de los registros. El muestreo correcto de temperatura se logra colocando debidamente el termómetro de mercurio en una caseta especial llamada abrigo meteorológico y cuya base fija la posición del bulbo termométrico a una altura aproximada de 1 a 1.5 metros sobre el nivel del suelo natural. El abrigo permite la circulación moderada y libre del aire y proporciona al termómetro, aislamiento de la radiación directa del sol, la lluvia y los vientos fuertes.

Humedad del aire

La humedad del aire corresponde al agua en estado gaseoso (o vapor de agua) que puede contener una masa de aire. Su importancia como constituyente de la atmósfera (concentración entre 0 y 4%) recae en la formación de nubes y por ende en la precipitación. En condiciones normales (típicas en la atmósfera), el aire está “subsaturado” de vapor de agua, vale decir, ocupando sólo una parte de la capacidad de la atmósfera para contener vapor. La saturación puede alcanzarse aumentando el vapor en el aire (humidificación) o disminuyendo la temperatura. La precipitación se generará bajo condiciones de saturación de vapor de agua sujeto a la condensación que pueda provocarse por un enfriamiento de la masa de aire.

Un aspecto interesante para la hidrología es la determinación del “agua precipitable” en una columna de aire. Para ello se emplearán diferentes conceptos que permiten cuantificar el contenido de humedad en la atmósfera. Éstos se detallan a continuación.

Presión de Vapor (e)

Corresponde a la presión que ejerce el vapor de agua independiente de los demás gases. La presión total de la atmósfera es la suma de la presión que ejerce el aire seco más la presión ejercida por el vapor de agua, e (según la ley de Dalton). La presión de vapor (e) se puede expresar por la *ley de gas ideal* como:

$$e = r_v R_v T \quad (\text{VI})$$

Donde T es la temperatura absoluta en $^{\circ}\text{K}$, ρ_v es la densidad del vapor de agua [g/m^3], y R_v es la constante para vapor de agua ($R_v=R^*/M_v$). ρ_v es conocida también como **humedad absoluta**.

La presión de vapor (e) también se puede expresar como diferencia de presiones:

$$e = p_h - p_s \quad (\text{VII})$$

Donde p_h corresponde a la **presión de aire húmedo**, y p_s a la **presión de aire seco**. Ésta última también puede expresarse según la ley de gas ideal:

$$p_s = r_s R_s T \quad (\text{VIII})$$

Donde ρ_s es la **densidad del aire seco**, y R_s es la constante de gas para aire seco ($287 [\text{J}\cdot\text{K}^{-1}\text{kg}^{-1}]$).

Presión de Vapor de Saturación (e_s)

La cantidad máxima de vapor que puede presentarse depende de la temperatura ambiente. Cuanto mayor sea la temperatura, más vapor puede contener el aire. Cuando el aire está saturado de vapor de agua, la presión parcial del vapor de agua, e_s , depende sólo de la temperatura de acuerdo a la ecuación de Clausius-Clapeyron (Figura VI).

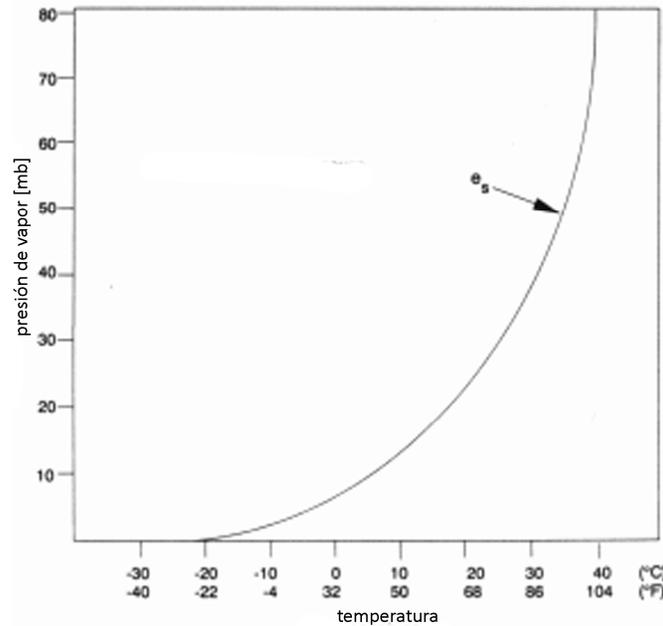


Figura VI. Distribución de presión de vapor de saturación con la temperatura.

Una relación aproximada para $e_s(T)$ es:

$$e_s = 6,11e^{\frac{17,27T}{237,3+T}} \quad (\text{IX})$$

Donde e_s está en mb ($1\text{mb}=100\text{Pa}=100\text{N/m}^2$) y T en grados Celsius.

Densidad de mezcla del aire seco y vapor de agua (ρ_m)

La densidad de mezcla de aire seco y vapor de agua, ρ_m [g/m^3], está definida por la suma de la densidad del vapor de agua ρ_v , y la densidad de aire seco ρ_s .

$$\rho_m = \rho_s + \rho_v = \left(1 - 0,378 \frac{e}{p_s}\right) \frac{p_s}{R_s T} \quad (\text{X})$$

Donde p_s a la **presión de aire seco**, R_s es la constante de gas para aire seco ($287 \text{ J}\cdot\text{K}^{-1}\text{kg}^{-1}$) y T [$^{\circ}\text{K}$].

Razón de Mezcla (r)

La razón de mezcla, r [Kg (vapor de agua)/Kg (aire)], se define como la razón entre la masa de vapor de agua y la masa de aire seco.

$$r = \frac{\rho_v}{\rho_s} = 0,622 \frac{e}{p_h - e} \quad (\text{XI})$$

Humedad Específica (h_e)

La humedad específica, h_e [Kg (vapor de agua)/Kg (aire)], de una muestra de aire húmedo representa la cantidad de vapor de agua, ρ_v , contenida en la masa de aire húmedo, y la densidad de mezcla, ρ_m .

$$h_e = \frac{\rho_v}{\rho_m} = \frac{\rho_v}{\rho_v + \rho_s} = \frac{0,622e}{p_s - 0,378e} \quad (\text{XII})$$

Si el aire está saturado se tiene que $h_e = h_{\text{esat}}(e_s, p_s)$

Humedad Relativa (h_r)

La humedad relativa, h_r (%), es la relación porcentual entre la presión de vapor y la presión de vapor de saturación o equilibrio. Si la presión de vapor es mayor que la presión de vapor en equilibrio entonces hay una condensación neta (es decir, el flujo de moléculas condensándose es mayor que el de moléculas saliendo de su fase líquida). Se dice que el aire está saturado de humedad cuando la humedad relativa es del 100%.

$$h_r \cong \frac{e}{e_s} \quad (\text{XIII})$$

La cantidad máxima de vapor de agua que puede presentarse depende de la temperatura del vapor, sin embargo el vapor que hay en la atmósfera tiene la temperatura del aire, por lo que podríamos decir que esta cantidad máxima depende de la temperatura del aire. Cuanto mayor es la temperatura, más vapor puede haber en el aire. Se dice que el aire está saturado cuando se alcanza ese máximo. Si se añade más vapor o si el vapor (o en definitiva, el aire) se enfría, el vapor de agua excedente se condensa. La temperatura a partir de la cual el vapor de agua comienza a condensarse en pequeñas gotitas se denomina *Temperatura de punto de rocío*.

La humedad relativa se mide mediante el **psicómetro**, instrumento que consta de dos termómetros: el *seco* que mide la temperatura real, y el *húmedo* o mojado, llamado así porque su depósito está rodeado por una muselina humedecida. Otro instrumento es el **higrógrafo**, cuyo elemento sensible son cabellos desengrasados, cuya longitud varía sensiblemente con el grado de humedad.

CAPÍTULO V

Agua Atmosférica

El agua atmosférica es el producto del transporte y la distribución del vapor de agua por los procesos de transpiración, evaporación y sublimación. En muchas regiones de la Tierra, la precipitación es la única forma en que se transporta agua dulce a la zona.

La condensación es el paso del agua en estado gaseoso (en forma de vapor) al estado líquido. Este proceso, que libera energía en forma de calor latente, es necesario para crear precipitación. En la mayor parte de la Tierra, la precipitación es el factor principal que controla el ciclo hidrológico local (Figura VII).

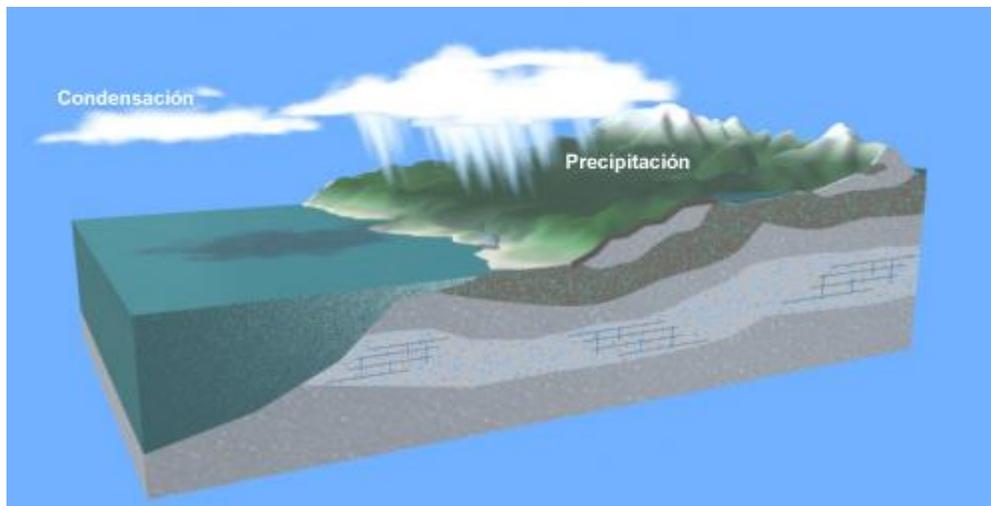


Figura VII. Condensación y precipitación en una región.

Altura de Agua Condensable o Precipitable

La altura de agua condensable o precipitable corresponde a la cantidad de humedad contenida en una columna atmosférica. La ecuación de transporte de Reynolds para este sistema es la ecuación de continuidad para el transporte de vapor de agua:

$$m_v = \frac{d}{dt} \iiint_{V.C.} h_e \rho_m dV + \iint_{S.C.} h_e \rho_m V \cdot dA \quad (XIV)$$

Una manera simplificada de calcular la masa de vapor de agua, m_v [gr/m²], se muestra en la expresión XIV.

$$m_v = 217 \int_{z_1}^{z_2} \frac{e}{T} A dz \quad (XIV)$$

Donde A es el área superficial de la columna atmosférica en [m²], e [mb] y T [°K]. Para resolver esta ecuación se recomienda integrar por bandas.

$$m_v = 217A \sum \left(\frac{e}{T} \right)_i \Delta z_i \quad (\text{XIV})$$

CAPÍTULO VI

Características Climáticas Generales de Chile

Los factores más importantes que controlan el tiempo atmosférico y condicionan el clima a lo largo de Chile continental, son el anticiclón subtropical del Pacífico sur y la banda circumpolar de sistemas migratorios de bajas presiones, a la cual se asocian los sistemas frontales. Otros dos factores importantes son la cordillera de Los Andes, que aísla el país de las masas de aire continentales y el efecto oceánico de la corriente fría de Humboldt, que tiende a homogenizar la temperatura a lo largo de la costa. En la zona bajo la influencia de los sistemas migratorios de bajas presiones predominan los vientos del oeste. Para examinar las características medias y la forma como se mueve la atmósfera cerca de la superficie se presenta en la figura siguiente un mapa con las isolíneas de presión media (isóbaras) a nivel del mar para el mes de julio.

Debido a su gran extensión latitudinal Chile abarca una amplia gama de climas, desde regiones áridas en el norte hasta climas lluviosos en el extremo sur, pasando por una zona climática de transición con veranos secos e inviernos húmedos, cuya duración y montos de agua caída aumentan de norte a sur. En este simple esquema se agregan dos excepciones. En primer lugar, la región altiplánica donde la altura da lugar a temperaturas relativamente bajas y precipitaciones que se concentran en los meses de verano. Luego, en la extensión del país que se desarrolla al oriente de las cumbres andinas en el sur donde existe una sombra pluviométrica y las temperaturas son bajas por efecto de la avanzada latitud.

El norte árido se presenta desde el extremo norte (18°S) hasta los 30°S donde la suma anual de precipitación bordea los 100mm. A partir de esta latitud los montos de lluvia aumentan hacia el sur y la estación húmeda incrementa su duración hasta que a los 42°S con más de 2500mm anuales ya no es posible definir un verano seco. Más al sur las precipitaciones siguen aumentando hasta los 5000mm anuales en la región insular de Aysén y Magallanes. En el altiplano (a partir de 3500m de altura) se desarrolla un régimen de lluvias estivales cuyo monto máximo es de unos 400mm al año, y que decrece hacia el sur por las cumbres hasta desaparecer alrededor de los 28°S. Las precipitaciones en la región central de transición se concentran en los meses más fríos.

Las temperaturas medias en Chile disminuyen de norte a sur a lo largo de la costa, pero a una tasa menor que lo que corresponde al promedio hemisférico debido a la nunca lejana influencia del océano Pacífico que alberga una corriente de aguas frías que se desplaza de sur a norte (Corriente de Humboldt). La disminución desde el extremo norte al austral es del orden de 12°C. A esto se debe agregar la disminución con la altitud en lugares elevados.

En la Figura VIII se muestra la evolución anual de precipitación y temperatura (llamados climogramas) en diferentes lugares de Chile. En la Figura IX se indican los diferentes climas que existen en Chile.

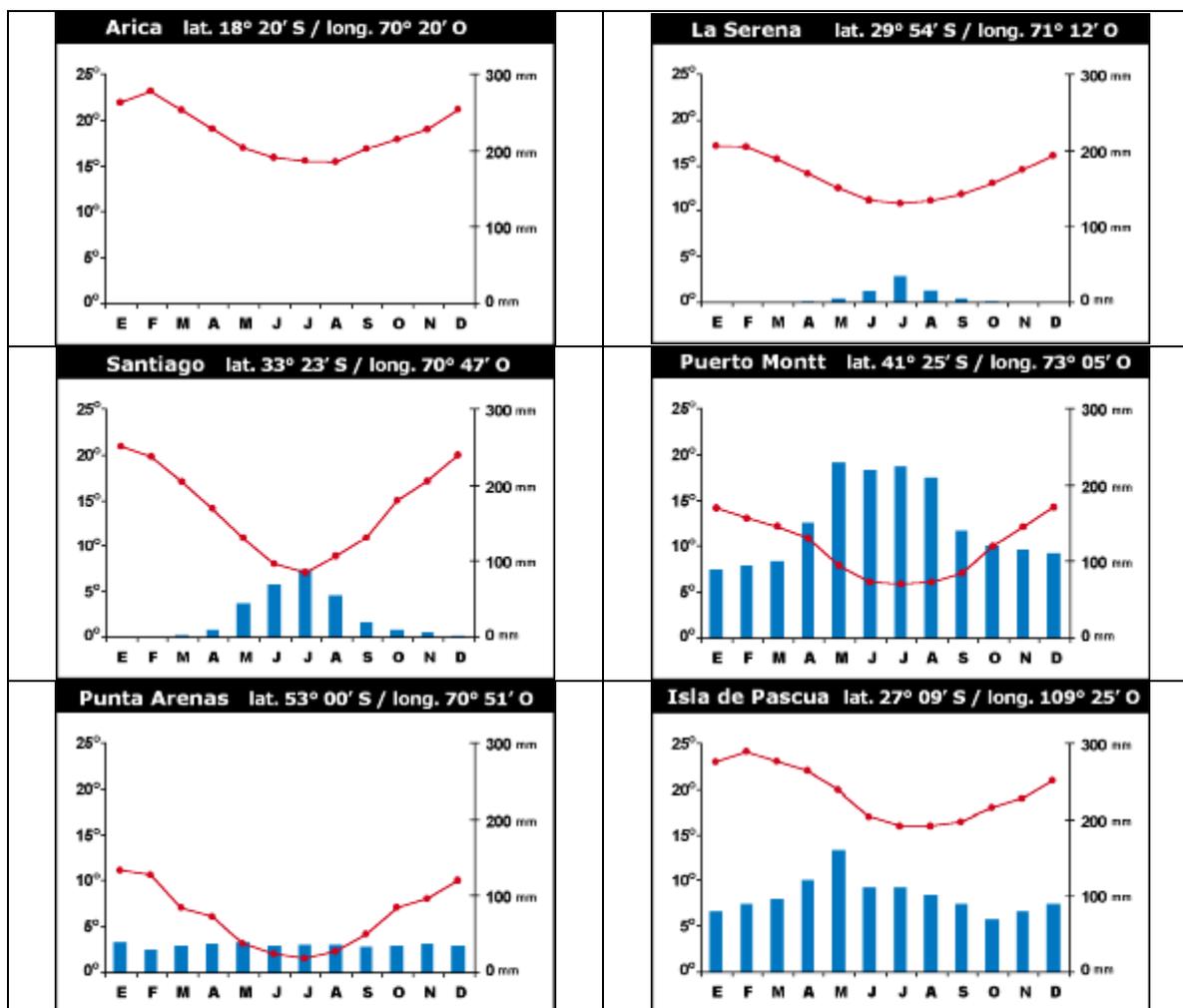


Figura VIII. Climogramas a lo largo de Chile.

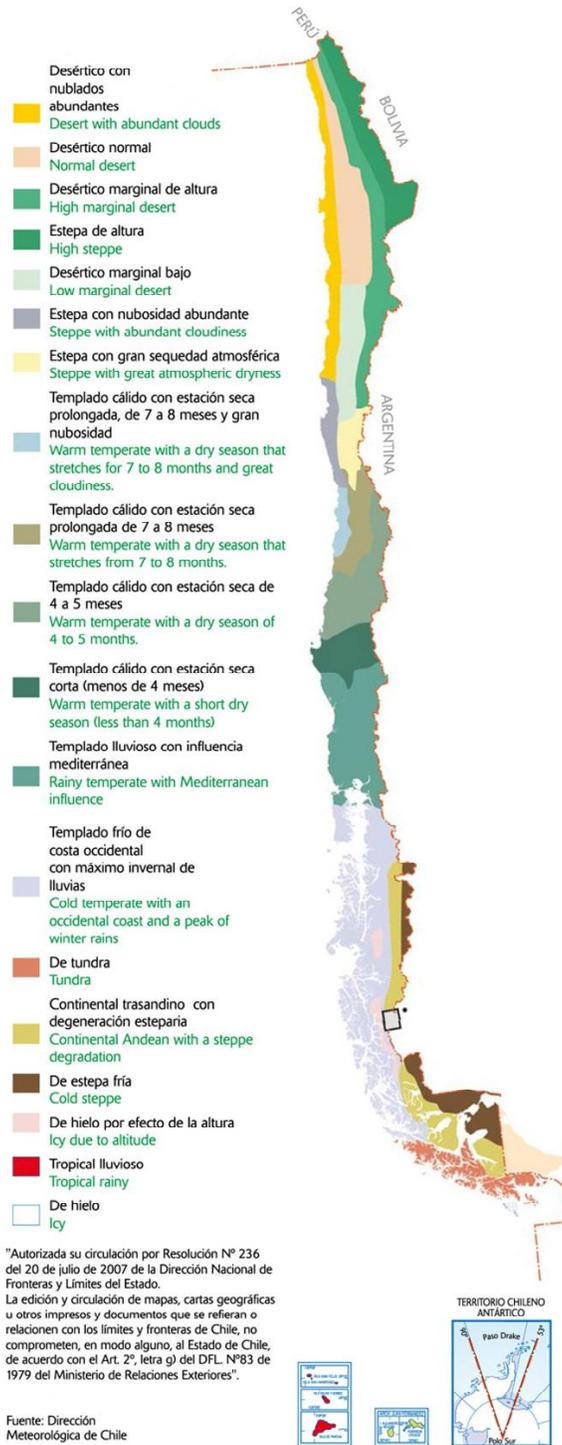


Figura IX. Climas de Chile.

BIBLIOGRAFÍA

ACEITUNO, P., Garreaud R. López B., & Pichara, V. (2004). Sitio web: www.atmosfera.cl. Facultad de Ciencias Físicas y Matemática, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.

CHOW V. T., Maidment D., Mays L. (1994). Hidrología Aplicada. McGraw-Hill

GARREAUD, R., Meruane, C. (2005). Módulo1: Instrumentos Meteorológicos y Humedad Atmosférica. Módulo 2: Flujos Radiativos. Facultad de Ciencias Físicas y Matemática, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.

HARVEY, C. (2005). Lecture Packet 1. Groundwater Hydrology/Civil and Environmental Engineering. Massachusetts Institute of Technology, MITOPENCOURSEWARE. Sitio web: <http://ocw.mit.edu/OcwWeb/Civil-and-Environmental-Engineering/1-72Fall-2005/CourseHome/index.htm>

RAMIREZ, J. H. (2005). Apunte de Hidrología, Capítulo 3: Precipitación.

UCAR, Meteorology Education and Training (METED) (2010). Mountain Meteorology. Sitio web: <http://www.meted.ucar.edu/index.htm>. University Corporation for Atmospheric Research.

ANEXO

Constantes

Constante universal de los gases $R^* = 8,3143 \text{ J K}^{-1}\text{mol}^{-1}$

Constante de Stefan–Boltzmann $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$

Constante de Planck $h = 6,626 \times 10^{-34} \text{ Js}$

Constante de Boltzmann $k = 1,38 \times 10^{-23} \text{ JK}^{-1}$

Velocidad de la luz en el vacío $c = 2,998 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$

Presión estándar en superficie $P_0 = 101325 \text{ Pa} = 1013,25 \text{ mb}$

Punto de congelación $T_0 = 273,15 \text{ K}$

Propiedades termodinámicas del aire seco

Peso molecular del aire seco $M_d = 28,96$

Constante de la ecuación de estado del aire seco $R = \frac{R^*}{M_d} = 287 \text{ J K}^{-1}\text{kg}^{-1}$

Calor específico a presión constante (C.N.) $c_p = 1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$

Calor específico a volumen constante (C.N.) $c_v = 717 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$

Densidad del aire a 101325 Pa y 0°C: $\rho = 1,293 \text{ kg m}^{-3}$

Propiedades termodinámicas del agua

Constante de los gases para el vapor de agua $R_v = 461 \text{ J K}^{-1}\text{kg}^{-1}$

Calor específico del vapor de agua a presión constante $1952 \text{ J K}^{-1}\text{kg}^{-1}$

Calor específico del vapor de agua a volumen constante $1463 \text{ J K}^{-1}\text{kg}^{-1}$

Calor específico del vapor del agua líquida a 0°C $4218 \text{ J K}^{-1}\text{kg}^{-1}$

Calor específico del hielo a 0°C $2106 \text{ J K}^{-1}\text{kg}^{-1}$

Calor latente de evaporación a 0°C $2,5 \times 10^6 \text{ J K}^{-1}$

Calor latente de evaporación a 100°C $2,25 \times 10^6 \text{ J K}^{-1}$

Calor latente de fusión a 0°C $3,34 \times 10^5 \text{ J K}^{-1}$

Densidad del hielo a 0°C 917 kg m^{-3}

Dinámica atmosférica

Aceleración de la gravedad en la superficie de la Tierra: $g = 9,81 \text{ ms}^{-2}$

Velocidad angular de rotación de la Tierra: $\Omega = 7,292 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$

Radio medio terrestre $a = 6370 \text{ km}$