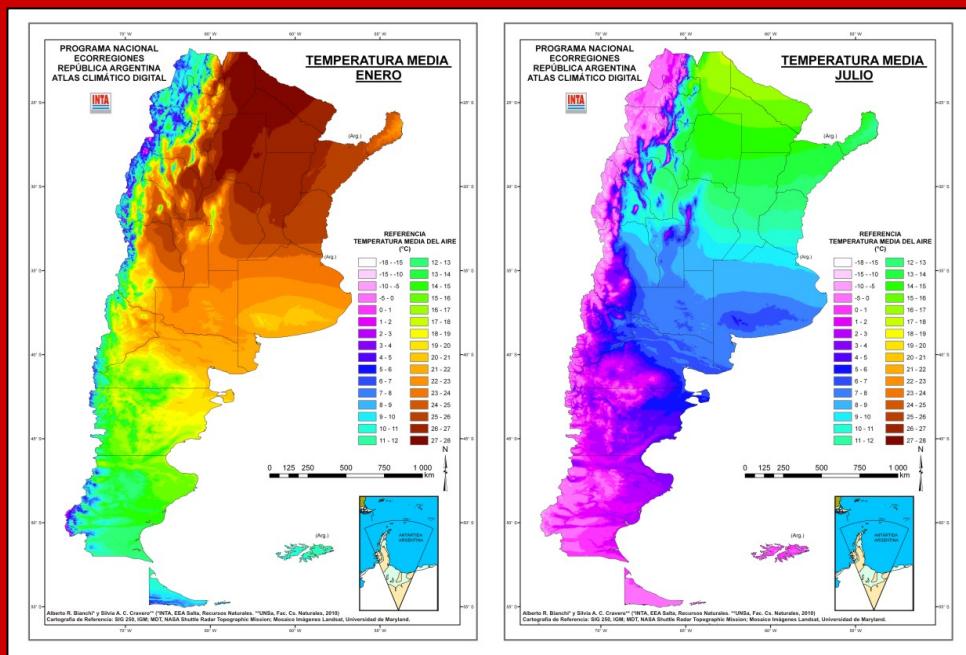


ATLAS CLIMÁTICO DIGITAL DE LA REPÚBLICA ARGENTINA

DESCRIPCIÓN CLIMÁTICA
MAPAS DE TEMPERATURA MEDIA MENSUAL Y ANUAL,
PRECIPITACIÓN ANUAL, EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL
MENSUAL Y ANUAL, BALANCE HÍDRICO DIRECTO ANUAL,
ÍNDICE DE ÁRIDEZ DE DE MARTONE

Alberto Rubí Bianchi y Silvia Ana Carla Cravero



Ediciones

Instituto Nacional de
Tecnología Agropecuaria



ATLAS CLIMÁTICO DIGITAL DE LA REPÚBLICA ARGENTINA

ALBERTO RUBÍ BIANCHI

Profesor de Geografía, ex INTA EEA Salta, División Recursos Naturales.
bianchialbertor@gmail.com

SILVIA ANA CARLA CRAVERO

Ingeniera agrónoma, Universidad Nacional de Salta, Cátedra de Agroclimatología.
scravero@unsa.edu.ar

LA PRESENTE PUBLICACIÓN SE AJUSTA A LA CARTOGRAFÍA OFICIAL ESTABLECIDA POR EL PODER EJECUTIVO NACIONAL A TRAVÉS DEL INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL POR LEY 22.963 Y FUE APROBADA POR EXPTE. GG09 0881/5.

**INSTITUTO NACIONAL DE TECNOLOGÍA AGROPECUARIA
CENTRO REGIONAL SALTA JUJUY
ESTACIÓN EXPERIMENTAL AGROPECUARIA SALTA
PROGRAMA NACIONAL ECORREGIONES
PROYECTOS INTA PNECO 1301**

---2010---

INSTITUTO NACIONAL DE TECNOLOGÍA AGROPECUARIA

AUTORIDADES

Consejo Directivo Nacional

Presidente: Ing. Agr. Carlos Casamiquela

Director Nacional: Ing. Agr. Néstor Olivieri

Centro Regional Salta- Jujuy

Presidente del Consejo Regional: Sr. Roque Luís Cánepa

Director Regional: Ing. Agr. Gonzalo Carlos Bravo

Estación Experimental Regional Agropecuaria Salta

Director: Ing. Agr. Marcelo Rodríguez Faraldo

Área de Investigaciones Agropecuarias y Desarrollo Tecnológico

Coordinadora: Ing. Agr. María Elena Toncovich

Programa Nacional Ecorregiones

Coordinador Nacional: Ing. Agr. Daniel Ligier

Coordinador proyecto PNECO 1301: Ing. Agr. Juan José Zurita

INDICE

	Página
INTRODUCCIÓN	5
CONCEPTOS Y DEFINICIONES	6
Elementos del tiempo y clima	6
Factores geográficos de mayor incidencia climática	6
Latitud	6
Relieve	7
Distancia al mar	8
POTENCIALIDAD CLIMÁTICA	9
Disponibilidad de energía	9
Energía solar	9
Calentamiento de la atmósfera	12
Disponibilidad de agua	13
Formación de la nube	13
Enfriamiento del aire por expansión	15
Ascenso del aire en la atmósfera	15
Tipos de lluvia según los procesos formadores de las nubes	17
Lluvias convectivas	17
Lluvias frontales	18
Lluvias orográficas	19
Lluvias por convergencia de aire	24
Transporte del vapor de agua en la atmósfera	24
Circulación general de la atmósfera	25
El Niño – Oscilación del Sur	27
Masas de aire que inciden en el clima argentino	28

LOS PRINCIPIOS TIPOS CLIMÁTICOS DE LA ARGENTINA	30
Clima tipo Monzónico del Noroeste argentino	30
Clima tipo Mediterráneo de la Patagonia argentina	33
Clima tipo Isohigro del Noreste argentino	34
INTERPRETACIÓN ESPACIAL DE LOS ELEMENTOS CLIMÁTICOS – CARTOGRAFÍA DIGITAL	35
Principales herramientas para la obtención de cartografía temática digital	36
Análisis de imágenes satelitales	36
<i>Análisis de imágenes satelitales en la construcción de un mapa de distribución geográfica de las lluvias en el Noroeste argentino</i>	37
Modelos estadísticos	40
<i>Modelo de regresión lineal para la estimación de temperatura media mensual del aire en Argentina</i>	40
ATLAS CLIMÁTICO DIGITAL	44
Mapa de precipitación anual	44
Mapas de temperatura media mensual	44
Mapa de Evapotranspiración Potencial mensual	46
Mapa de Balance hídrico directo anual	48
Mapa de Índice de aridez de De Martonne	48
Características utilitarias de la cartografía digital climática	49
AGRADECIMIENTOS	50
BIBLIOGRAFÍA	51

INTRODUCCIÓN

La cartografía comprende la ciencia, la tecnología y el arte aplicados al estudio y la elaboración de mapas, los que consisten en representaciones gráficas que facilitan el entendimiento espacial de los objetos, conceptos, condiciones, procesos y eventos del planeta.

Los métodos utilizados para producir cartografía en forma tradicional están siendo rápidamente sustituidos por los modernos procesos computarizados que permiten relacionar las cartas geográficas con bases de datos inteligentes. De esta forma se aporta un suplemento de información cuya inclusión en la cartografía analógica es muy difícil de realizar. En las últimas dos décadas, con el advenimiento de la llamada cartografía digital, se han producido importantes avances tecnológicos. Gran parte de ese progreso se debe a la aparición de los Sistemas de Información Geográfica (SIG).

Estos sistemas permiten obtener representaciones en formato digital que ayudan a comprender las intrincadas relaciones de los rasgos terrestres. La cartografía digital permite relacionar distintos tipos de información, como características físicas, ambientales, sociales, económicas o de infraestructura, y al estar basada en métodos numéricos, más objetivos, disminuye los errores que puedan deslizarse en la realización de los mapas por una interpretación subjetiva. Inclusive, los mapas digitales construidos a partir de modelos estadísticos o numéricos permiten estimar la magnitud de los errores cometidos en su realización y dar una idea numérica de su validez.

Los mapas climáticos digitales obtenidos mediante estas nuevas tecnologías representan la distribución espacial de elementos climáticos como temperatura, precipitación, evapotranspiración potencial de la superficie terrestre y, una colección o conjunto de ellos recibe el nombre de Atlas Climático Digital.

En este trabajo se presenta un Atlas Climático Digital de la República Argentina con la finalidad de ofrecer herramientas para un manejo más adecuado del territorio. Se procura de esta manera poder colaborar en la determinación, lo más certeramente posible, de las posibilidades de un uso sustentable del ambiente, tanto desde el punto de vista ecológico como social.

CONCEPTOS Y DEFINICIONES

Elementos del tiempo y del clima

Se denominan elementos del tiempo a los fenómenos meteorológicos que en forma conjunta definen el estado de la atmósfera en un momento dado y en un lugar determinado. Entre los más conocidos se pueden nombrar a la temperatura, presión y humedad del aire. También se puede referir a otros fenómenos más esporádicos como por ejemplo lluvia, granizo o niebla.

Los elementos del clima son los mismos pero estableciendo su valor a través de un período más prolongado de tiempo, generalmente de varios años. Por ejemplo, para representar las temperaturas que caracterizan el clima de una localidad se deben promediar las observaciones de ese parámetro realizadas en un mismo lugar durante 20 ó 30 años en forma continua. Los fenómenos discontinuos como las lluvias tienen una variabilidad temporal mayor por lo que se puede llegar a necesitar más datos; así en las regiones muy áridas lo ideal es disponer de series de datos de 40, 50 o más años.

El valor de un elemento meteorológico obtenido en un determinado lugar puede ser medido con gran exactitud, pero dicho valor puede modificarse rápidamente cambiando el lugar espacial de medición, tanto geográficamente como en altura. Esto se aplica tanto a las variables climáticas como a las del tiempo que caracterizan a un lugar.

Factores geográficos de mayor incidencia climática

La modificación espacial de los elementos del clima se debe a la acción de los llamados factores climáticos que, como los geográficos (latitud, relieve, distancia al mar entre los más importantes), y astronómicos (duración del día) inciden sobre los mismos.

Latitud

Se entiende por latitud a la distancia angular entre el ecuador y un punto determinado del planeta medida a lo largo del meridiano que pasa por ese punto. La latitud varía entre 0 y 90 grados, y puede ser norte o sur, dependiendo si el lugar se encuentra situado al norte o al sur del ecuador.

La Argentina se extiende, en su parte continental, aproximadamente desde los 22 hasta los 55 grados de latitud sur (figura 1). Su extensión en el sentido de los meridianos es de aproximadamente 3.700 km. Si se considera la parte insular y antártica, el país llega hasta el Polo Sur.

Esta condición territorial produce importantes modificaciones sobre los elementos del clima. Por ejemplo, a lo largo del país va cambiando el ángulo de incidencia de los rayos solares y la duración de las horas de luz, lo que determina variaciones en el goce de radiación solar y la temperatura del aire que influyen sobre el confort humano y la productividad de las tierras.

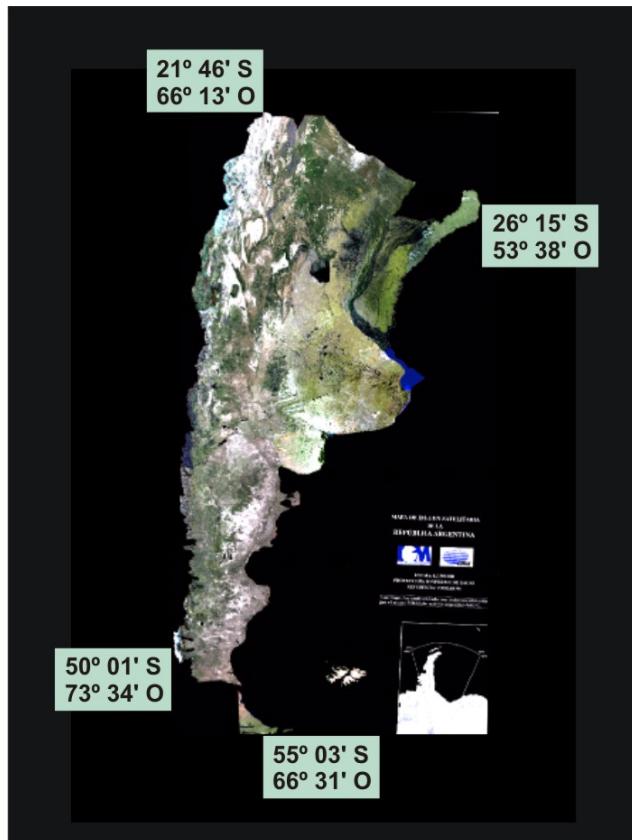


Figura 1. Puntos extremos continentales de Argentina. (Fuente: Instituto Geográfico Nacional (IGN) 2009). Mosaico imágenes SAC-C: Instituto Geográfico Militar (IGM) y Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE) (IGM-CONAE 2005?)

Relieve

El relieve hace referencia a las formas que adopta la superficie de la corteza terrestre.

En América del Sur el principal componente del relieve lo constituye la Cordillera de los Andes, cuyos pasos o áreas más bajas, al norte de los 36° de latitud, están a más de 4.000 m de altura sobre el nivel del mar y las cumbres muchas veces alcanzan altitudes superiores a los 6.000 m. Es debido a estas características de la orografía andina que la baja atmósfera del Pacífico se ve separada de la correspondiente a la vertiente atlántica.

Al sur del paralelo de 36° los hielos de las antiguas glaciaciones excavaron profundamente el relieve dejando sus pasos aproximadamente a 1.000 m de altitud y, muchos de sus valles, ocupados por los lagos que caracterizan esta zona del país y Chile. Aún siendo la cordillera mucho más baja en este tramo que en el resto de su trazado continental, igualmente ejerce una notable influencia sobre los elementos climáticos a uno y otro lado de la misma.

En la Argentina otro elemento topográfico importante lo constituyen las Sierras pampeanas que en forma discontinua emergen de la gran llanura con alturas,

en algunos casos, superiores a 5.000 m. Ejercen un importante efecto orográfico sobre el clima, pero de características más regionales.

La mayoría de los elementos del clima son modificados por la altitud, pero muy en especial la temperatura y la presión atmosférica. La topografía incide además sobre la distribución espacial de las precipitaciones.

Distancia al mar

Este factor climático, también conocido como efecto de oceanidad – continentalidad, está determinado por la distribución de los mares y las tierras. La diferencia en el calor específico del agua y el suelo, permite que en las regiones cercanas a grandes masas de agua las temperaturas sean más constantes. El agua absorbe y desprende calor más despacio que la tierra, por lo que puede calentar o enfriar el ambiente. Así, las regiones continentales tienen climas más rigurosos, con grandes amplitudes térmicas, en tanto que los climas con influencia oceánica son mucho más moderados.

El cono sur americano penetra como una gran península en el llamado hemisferio marítimo y constituye junto con Australia y Antártida los elementos continentales más importantes de este hemisferio oceánico (figura 2).

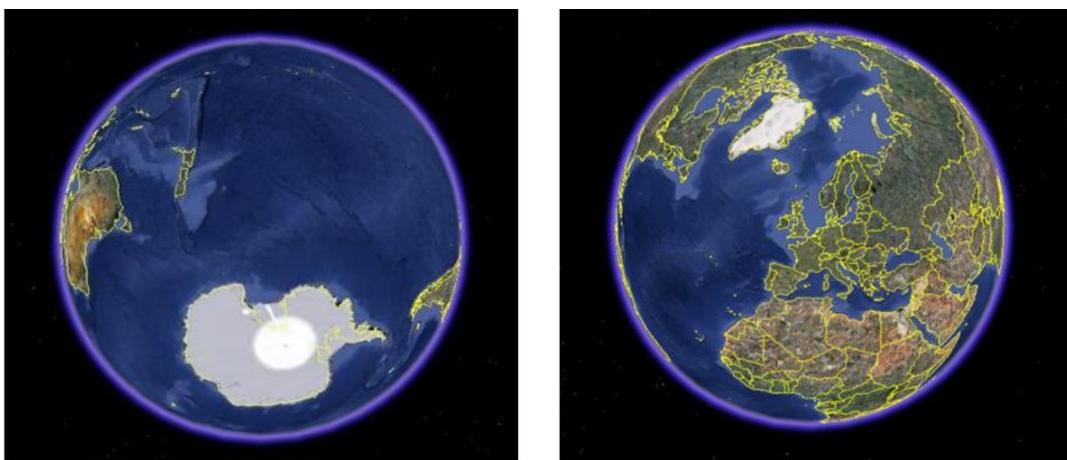


Figura 2. Hemisferio marítimo y hemisferio continental; en el primero se observa como el extremo sur de América se interna como una península entre los dos océanos. (Adaptado de Argentina: Suma de Geografía; Chioza y González Van Domselaer 1958) Imágenes obtenidas de Google Earth (2009).

Se debe tener en cuenta que América del Norte, Eurasia, África y la parte norte de América del Sur suman el 83% de todas las tierras emergidas (Chioza y González Van Domselaer 1958).

La acentuada característica oceánica de la Argentina es modificada en grado apreciable por el relieve. Es así que se manifiestan ciertas formas de clima continental atenuado, por ejemplo en áreas ubicadas entre los Andes y las Sierras pampeanas.

POTENCIALIDAD CLIMÁTICA

La potencialidad climática de una región se considera como un factor determinante de la aptitud de uso de las tierras y está fuertemente relacionada con el grado de insolación o disponibilidad energética y la disponibilidad de agua. Estos recursos son esenciales para el confort humano y el desarrollo de la vida vegetal y animal. También determinan las posibilidades agrícolas, ganaderas y forestales así como de otras actividades económicas como el turismo por ejemplo.

La disponibilidad de energía puede ser analizada considerando la temperatura del aire como una resultante de aquella y, la disponibilidad de agua, por los montos de lluvia recibidos. Resulta importante además poder relacionar entre sí a dichos parámetros para visualizar sobre el territorio su incidencia climática conjunta.

Disponibilidad de energía

Energía solar

El sol es la fuente principal de energía para todos los procesos que ocurren en el planeta. Dicha energía llega a la tierra como radiación, que es una forma de transmisión de la energía sin un medio físico que sirva de vehículo para su traslado.

La cantidad de energía recibida por unidad de tiempo (minuto), en el límite superior de la atmósfera terrestre, sobre una superficie unitaria (centímetro cuadrado) perpendicular a los rayos solares y ubicada a una distancia media entre el sol y la tierra, se denomina *constante solar*. Su valor se ha estimado en aproximadamente $2 \text{ cal/cm}^2 \text{ min}$.

Sin embargo, la energía solar, a medida que atraviesa la atmósfera sufre procesos tales como reflexión, dispersión y absorción, que reducen la cantidad de radiación que efectivamente alcanza la superficie terrestre.

Como se puede observar en la figura 3, del total de radiación que llega del sol, el 19% es absorbido por la atmósfera, una parte en la banda del espectro correspondiente al ultravioleta por las moléculas de ozono presentes en la alta atmósfera y otra, por el vapor de agua, el polvo atmosférico, el dióxido de carbono y las gotitas de agua que componen las nubes. Aproximadamente un 34% es dispersado por los componentes de la atmósfera, o bien reflejado por las nubes o por la superficie terrestre (albedo). Se estima que en promedio, sólo el 47% restante llega finalmente a la superficie del suelo o el océano y es absorbida como calor (Oort 1982).

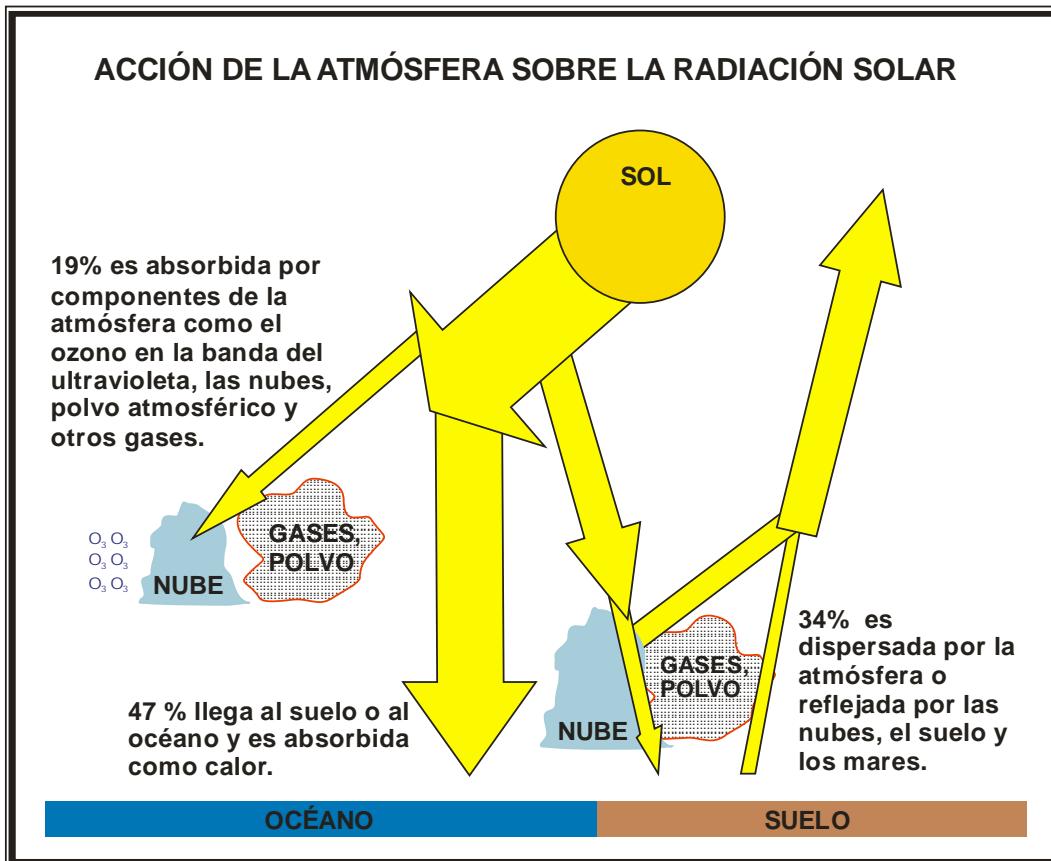


Figura 3. Esquema de la acción de la atmósfera sobre la radiación proveniente del sol (cifras globales).

La cantidad de radiación solar que llega a un determinado punto de la superficie terrestre condiciona la disponibilidad de energía, y depende de la inclinación con la que llegan los rayos solares y de la duración del brillo solar, ambos determinados por la latitud y la época del año.

Los movimientos del planeta (figura 4), de traslación alrededor del sol y de rotación sobre su eje, modifican el goce de radiación a lo largo del año y determinan cambios en las condiciones climáticas de un lugar, asociados a la sucesión de las estaciones.

En las regiones comprendidas entre los trópicos, al menos dos veces al año, los rayos solares caen perpendiculares a la superficie de la tierra y por lo tanto son más intensos. Mientras que hacia los polos la inclinación se hace más acentuada, disminuyendo consecuentemente, la cantidad de radiación recibida por unidad de superficie.

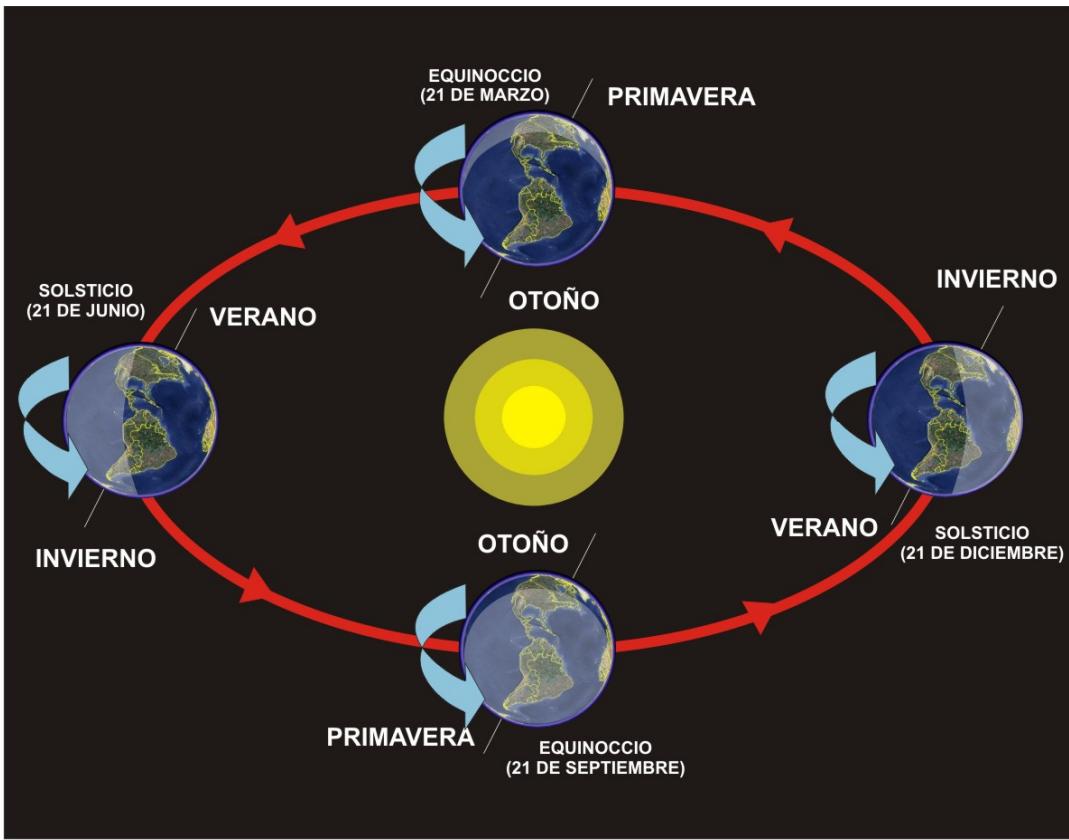


Figura 4. Movimiento de traslación de la tierra alrededor del sol que determina las estaciones del año. (Imágenes obtenidas de *Google Earth 2009*)

Las propiedades de las superficies que reciben la radiación determinan el espesor de la capa en la cual se distribuye el calor disponible.

En el caso de los océanos, el movimiento de las olas distribuye el calor sobre una gruesa capa de agua que puede llegar a sobrepasar 100 metros de profundidad; además, el agua al ser transparente, permite que los rayos solares penetren, distribuyendo el calor en profundidad. Por otro lado, como ya se expresara, el calor específico del agua es más elevado que el de las rocas o suelo por lo que el agua debe absorber casi cinco veces más energía calorífica para elevar su temperatura en igual proporción que una masa de roca o suelo seco. Por esta razón la amplitud térmica diaria, es decir la diferencia entre la temperatura máxima y la mínima en un día, es menor a un grado centígrado en la superficie de los océanos.

En cambio, sobre tierra firme la transmisión de la energía en profundidad se realiza por el lento proceso de conducción molecular del calor y no hay movimientos que contribuyan a su distribución. El calor específico del suelo es menor y la amplitud térmica diaria en la superficie de un suelo desnudo, puede llegar a ser de varias decenas de grados, mientras que en tan sólo medio metro de profundidad prácticamente no se aprecian oscilaciones diarias de la temperatura.

El océano se calienta y enfriá lentamente mientras que en los continentes los cambios de temperatura son mucho más rápidos. De tal forma, los océanos funcionan como acumuladores térmicos que reservan calor para el invierno; la liberación de gran parte de ese calor durante la estación fría tiene un efecto moderador sobre el clima (Oort 1982). Por ello, los continentes relativamente más fríos en esa estación, comunican condiciones de estabilidad a las masas de aire ubicadas sobre ellos.

El calentamiento de la atmósfera

La superficie terrestre absorbe el 47% de la radiación solar incidente, lo que produce el aumento de su temperatura. La tierra emite radiación de onda larga que es absorbida por gases presentes en la atmósfera, especialmente por el vapor de agua y el dióxido de carbono. Cuando estos gases absorben radiación emitida por la superficie terrestre, aumentan su temperatura y emiten radiación en las mismas longitudes de onda en que la absorbieron. Parte de la radiación emitida por los gases atmosféricos vuelve a la superficie y es absorbida por ella en lo que se conoce como *efecto invernadero*. El efecto invernadero hace que la superficie de la tierra y la atmósfera tengan mayor temperatura de la que tendrían si esos gases no existieran.

Si la atmósfera se calienta por su parte inferior, el calentamiento del aire depende en gran medida de la superficie sobre la que se encuentra. Por un lado el aire sobre los océanos es relativamente más caliente en invierno y frío en verano con respecto al que se encuentra sobre los continentes debido al distinto funcionamiento térmico de tierras y mares. Por el otro, existe diferencia en la forma de distribución del calor en el océano y la atmósfera. En el océano el calor es aplicado en su parte superior, lo que conduce a condiciones estables, mientras que en la atmósfera es aplicado en su parte inferior, dando lugar a fuertes corrientes ascendentes que transportan ese calor hacia las capas situadas más arriba por convección (Oort 1982).

Los movimientos horizontales del aire (advección), transportan también las condiciones térmicas de los gases que lo componen, pudiendo producirse un aumento de la temperatura en el caso del arribo de masas cálidas provenientes de las latitudes bajas o enfriamiento si provienen de los polos. La temperatura del aire influye además en la presión atmosférica y ésta a su vez determina los flujos de aire, desde los centros de altas presiones, asociados a superficies relativamente frías, a los de bajas presiones ubicados en áreas relativamente más cálidas.

En síntesis, la resultante de la cantidad de energía disponible en un sitio es la temperatura del aire y en este aspecto se mencionan tres factores que la determinan (Baker et al. 1985). Uno de ellos es la latitud dado que a medida que aumenta, del ecuador a los polos, disminuye la disponibilidad de energía por unidad de superficie debido a la mayor inclinación de los rayos solares (Ley del coseno o de Lambert). El segundo factor es el tipo de superficie, ya sea oceánica o continental, debido a que la primera ejerce sobre la temperatura un efecto moderador. El tercero es la topografía cuya variación produce distintos efectos tales como la disminución de la temperatura con la altitud, la

concentración de nubosidad y precipitación sobre determinadas laderas montañosas (Barry y Chorley 1984) y el grado de exposición a los rayos solares.

Se mencionan además otros modificadores de la temperatura tales como la liberación del calor latente de vaporización al producirse la condensación y los procesos seudo-adiabáticos. El aumento de las superficies urbanas es también mencionado como responsable del registro de temperaturas del aire cada vez más altas en esas áreas.

Disponibilidad de agua

La disponibilidad de agua está directamente relacionada con la cantidad y época de ocurrencia de las precipitaciones, cuya distribución geográfica depende de diversos factores, entre los principales se pueden citar las áreas con altas y bajas presiones permanentes, la distancia al mar y la topografía.

Las zonas de bajas presiones determinadas por la circulación general de la atmósfera, como la ecuatorial o la de latitudes medias, favorecen la formación de nubes generadoras de lluvias, mientras que en las zonas de altas presiones predominan los desiertos. A medida que aumenta la distancia al mar disminuye la disponibilidad de humedad y, por lo tanto, bajan los montos de precipitación; finalmente, la orografía, como un elemento topográfico, produce aumento o disminución de la cantidad de agua precipitable favoreciendo la llegada de vientos húmedos o impidiendo su paso por las montañas.

Formación de la nube

El agua en la atmósfera puede presentarse en sus tres estados físicos (fases): 1) gaseoso, en forma de vapor, 2) líquido, las gotitas de las nubes y nieblas, y 3) sólido, también en las nubes en forma de cristales de hielo o nieve.

La nube se forma al dejar el agua su estado de vapor para convertirse en gota de nube en estado líquido o sólido.

En la figura 5, se presenta un diagrama de fases del agua, en el que se puede observar la curva de saturación del vapor de agua. Esta curva relaciona la temperatura del aire (en el eje de las abcisas) y la tensión de vapor de saturación (en la ordenada), entendiendo por tensión de vapor de saturación, a la cantidad de vapor de agua que el aire puede contener como máximo a determinada temperatura.

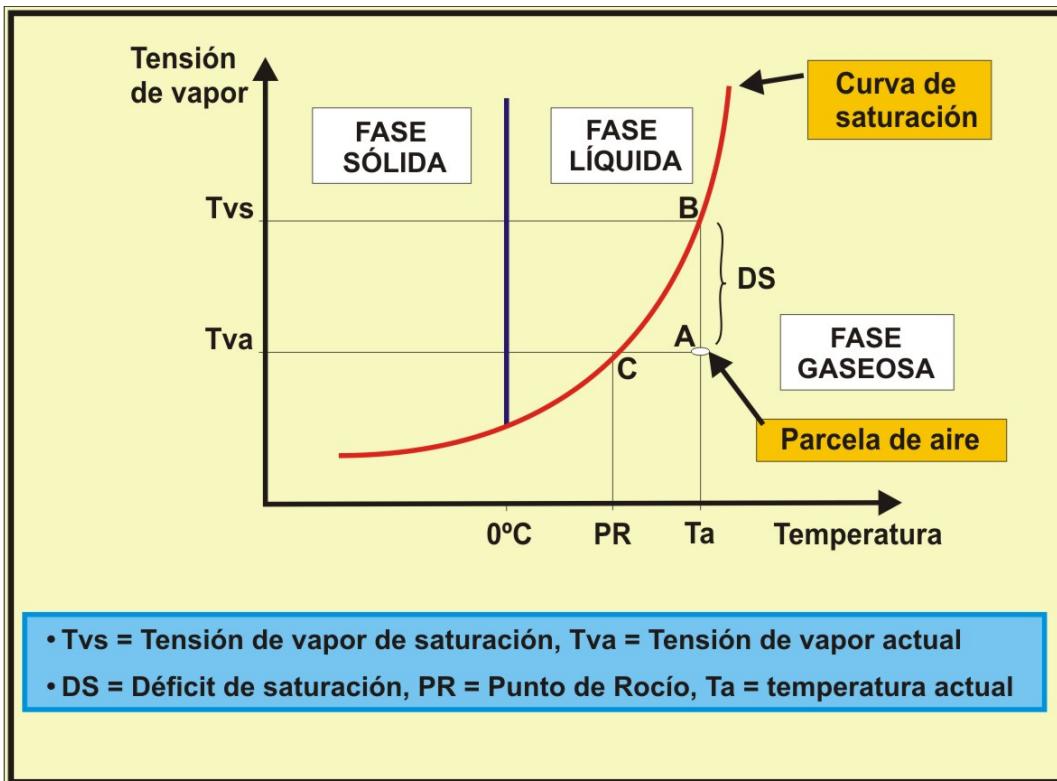


Figura 5. Diagrama de fases del agua

Como se puede ver, al aumentar la temperatura del aire también aumenta la tensión de vapor de saturación; o presión parcial del vapor de agua en que las fases líquida y gaseosa se encuentran en equilibrio dinámico (siempre a determinada temperatura).

Suponiendo una parcela de aire que tenga como propiedades actuales las indicadas en el punto A de la figura, la masa de aire puede alcanzar la saturación recorriendo dos caminos posibles, uno hacia B, aumentando su contenido de vapor de agua, en cantidad equivalente al déficit de saturación, y otro hacia C, manteniendo constante la cantidad de vapor y enfriando la parcela de aire hasta alcanzar la temperatura del punto de rocío, es decir, hasta la temperatura en la que se alcanza la saturación durante el enfriamiento, manteniendo constante la tensión de vapor de la masa (Bianchi y Yáñez 1992).

Alcanzadas las condiciones de saturación, el cambio de estado de gas a líquido, se produce alrededor de los *núcleos de condensación*, pequeñísimas impurezas del aire tales como partículas de polvo, humo, anhídrido sulfúrico o sales, alrededor de las cuales se produce la condensación.

Sobre pasada la saturación y aún poco antes de llegar a ella, las moléculas en exceso precipitan sobre los núcleos de condensación más próximos y más receptivos, en verdadero alud, por millares, o centenares de millares. En el espacio de una fracción de segundo, nace la gotita. A cierta distancia, a uno o dos milímetros de esa primera gotita, en el mismo instante, se reproduce el

el mismo proceso sobre otro germen favorable, y de esa forma nace la nube (Clausse y Facy 1968).

Enfriamiento del aire por expansión

Para que se formen nubes con capacidad de producir precipitación, es necesario que el enfriamiento suceda sobre grandes masas de aire, esto es posible físicamente cuando el aire se enfría por expansión.

Para que el aire pueda expandirse debe desplazarse de alguna forma a un lugar con menor presión atmosférica y eso sucede cuando se eleva, pues con la altura disminuye la presión. El aire, al elevarse, aumenta de volumen. Las moléculas de gas se encuentran más separadas una de otras y no chocan con tanta frecuencia (Strahler 1989), disminuyendo la energía interna de la masa y por lo tanto, su temperatura. Este proceso de enfriamiento recibe el calificativo de adiabático, es decir, sin intercambio de calor con el ambiente circundante.

Ascenso del aire en la atmósfera

Cuatro procesos básicos pueden considerarse generadores del ascenso del aire en la atmósfera. Dichos procesos se ilustran en la figura 6 y son los que se señalan a continuación:

- a) *ascenso convectivo*: una parcela de aire, al calentarse en contacto con el suelo y volverse menos densa, es decir más liviana por unidad de volumen que el aire que la rodea, asciende;
- b) *ascenso orográfico*, en el que el aire se ve obligado a subir por la ladera de una montaña;
- c) *ascenso frontal*, el que se produce en la zona de contacto entre dos masas de aire. En los frentes, el aire más frío y denso actúa como una barrera sobre la cual el aire más cálido y menos denso, se eleva. Si el aire caliente se ve obligado a ascender al deslizarse el aire frío, como una cuña entre el suelo y la masa de aire, el frente es frío. En cambio, si el aire caliente es obligado a deslizarse lentamente hacia arriba, empujado por la circulación general, por encima de una masa de aire frío estable, estancada en el suelo, el frente es caliente;
- d) *ascenso por convergencia horizontal*, cuando ocurren movimientos convergentes de masas de aire hacia una región, el aire no se puede acumular indefinidamente en la zona de encuentro por lo que se ve forzado a ascender. Este tipo de ascenso es muy importante en las regiones ecuatoriales por convergencia de los vientos alisios. También en los valles, durante la noche, el aire en contacto con las laderas se enfría rápidamente por radiación, tornándose más denso y deslizándose hacia el centro de valle, en donde asciende por convergencia (Jackson 1977).

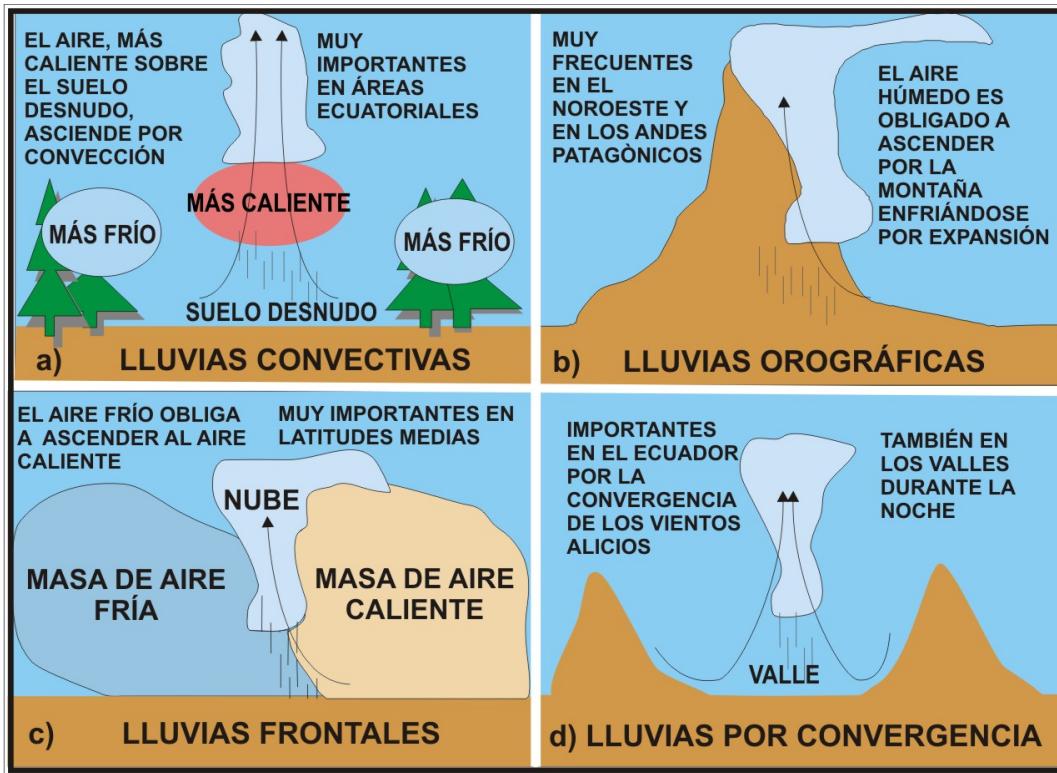


Figura 6. Procesos básicos de generación de lluvias por ascenso de las masas de aire.

Lograda la ascensión, el aire ingresa a regiones con menor presión atmosférica, expandiéndose y, consecuentemente, enfriándose. Si el enfriamiento es suficiente se llegará a un nivel altitudinal en el que se alcanza la saturación y posterior condensación. Dicho nivel de condensación constituirá la base del sistema de nubes en formación.

Cuando se produce la condensación se libera el calor latente de vaporización, energía que sobrealimenta los procesos de ascensión.

En síntesis, podría decirse que la nube se forma cuando el aire que contiene vapor de agua se eleva, se expande por efecto de las bajas presiones que existen en los niveles altos de la atmósfera, y se enfriá hasta alcanzar la saturación. Ante la presencia de núcleos de condensación, el vapor de agua condensa, formando una nube compuesta por miríadas (infinitud) de finas gotitas de agua.

Por los procesos de difusión del vapor y de captura mecánica sobre cristales de hielo o núcleos de congelación gigantes, se forman gotas con el tamaño suficiente para que las corrientes ascendentes que originaron en un principio la nube, no puedan sostenerlas en suspensión e inicien su caída. Durante la caída, irán aumentando de tamaño hasta que éste sea excesivo para mantener la unidad, produciéndose la ruptura de la gota en numerosas gotas más pequeñas, aunque capaces de continuar el proceso, generándose una “reacción en cadena” (Clausse y Facy 1968).

La precipitación puede llegar desde la nube a la tierra en forma de nieve si la temperatura en las cercanías del suelo es negativa; en forma de lluvia si se derrite en el trayecto; como granizo, si el tamaño del pedrisco alcanzado dentro de la nube hace imposible su licuación durante la caída, o abortar, si se produce nuevamente la evaporación durante el descenso.

Tipos de lluvias según los procesos formadores de las nubes

Anteriormente se describieron en forma sintética los cuatro procesos generadores de nubes, como consecuencia de la forma en que se produce el ascenso del aire. Estos procesos definen los cuatro tipos principales de lluvias, los que a continuación se detallan, indicando además su incidencia en distintas regiones del país.

Lluvias convectivas

El calentamiento diferencial de la superficie terrestre provoca que el aire en contacto con las áreas más calientes, se vuelva relativamente menos denso que en otros lugares y comience a ascender como un globo aerostático (figura 6 a). Con el ascenso del aire se desencadenan los procesos formadores de las nubes, que en este caso frecuentemente generan nubes de gran desarrollo vertical (cumulonimbos), las que se caracterizan por producir precipitaciones fuertes.

En áreas tropicales este tipo de ascenso puede originar las tormentas más violentas que se conocen, los huracanes; muy frecuentes en los mares cálidos del hemisferio norte.

En América del Sur no se habían producido fenómenos de esta naturaleza, pero en marzo del año 2007 se generó por primera vez una tormenta muy importante, de características huracanadas (figura 7) sobre áreas costeras tropicales de Brasil en el Atlántico Sur, según relatara la doctora Leonor Marcon de Silveira, profesora del Departamento de Geografía, de la Universidad Estatal de Maringá (Brasil) en su exposición sobre Cambio Climático, llevada a cabo en la Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de Salta, en el año 2009.

El huracán Catarina se considera un fenómeno inusual que muchos lo adjudican al cambio climático global y otros, lo consideran una fuerte anomalía climática que puede o no volver a repetirse, y en este caso, hacerlo con un período de recurrencia de muchos años, por lo que no debiera ser considerado consecuencia del cambio climático. El futuro dará la respuesta.

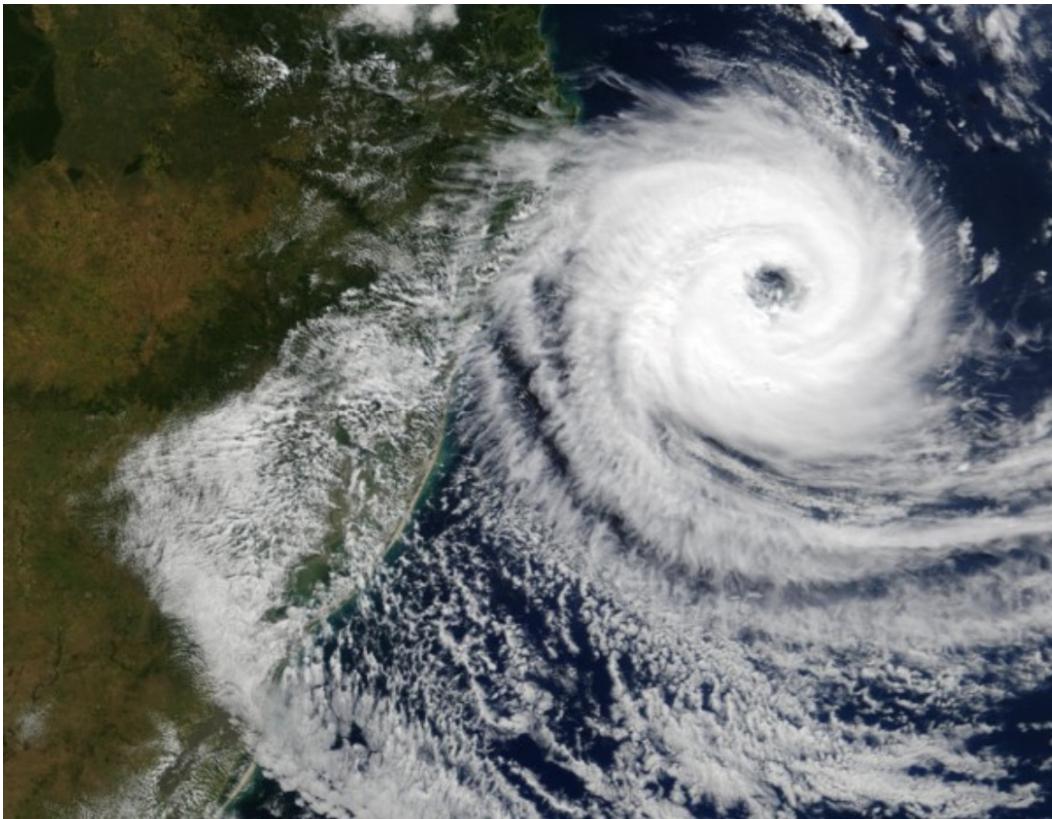


Figura 7. Huracán Catarina en el Atlántico Sur, registrado el 27 de marzo de 2004
(Fuente NASA 2004)

La convección frecuentemente prevalece sobre los demás procesos generadores de lluvias, como por ejemplo, en la zona de convergencia tropical, donde son muy frecuentes las lluvias convectivas al promediar la tarde. Además se incentivan por convección los procesos formadores de lluvias orográficas.

Lluvias frontales

En las zonas de contacto entre dos masas de aire de distintas características térmicas, por ejemplo una fría y otra caliente, se produce el ascenso de masa más cálida, sobre la más fría, dando lugar a la formación de nubes de gran desarrollo vertical como los cumulonimbos, generadores de fuertes lluvias (figura 6 c).

En territorio nacional por ejemplo, el aire frío polar que ingresa por el sur y el oeste, produce lluvias orográficas sobre la cordillera austral, recorre la meseta patagónica sin producir lluvias significativas y al ponerse en contacto con las masas cálidas tropicales, se manifiestan los frentes fríos que en forma continua recorren el país de sudoeste a noreste. El aire frío, más denso, se introduce como cuña por debajo del aire cálido tropical, obligándolo a subir y a comenzar su enfriamiento, el que desencadena los procesos formadores de nubes. Estos frentes fríos producen lluvias intensas sobre largas líneas de inestabilidad

frecuentemente orientadas de noroeste a sudeste y son los responsables de importantes lluvias sobre la región pampeana húmeda.

Una vez que pasa el frente, llega el llamado viento Pampero que se caracteriza por ser muy frío e intenso, acompañado de cielos despejados. En ciertas circunstancias, se instala un área de bajas presiones sobre el Río de la Plata, y la masa polar marítima que se internó en el mar, regresa hacia el continente, atraída por la baja presión y cargada de humedad por su paso sobre el Atlántico Sur. Al ingresar al continente produce las llamadas "sudestadas", borrascas que se caracterizan por vientos relativamente fuertes en dirección SE, nubosidad y lluvias. Ingresan por el estuario del Río de la Plata, empujando las aguas sobre el área costera de Buenos Aires, y producen importantes inundaciones. Éstas se deben no tanto a las lluvias que generalmente acompañan este proceso, sino al desborde del agua del río sobre las tierras bajas de la costa, por debajo de sus barrancas. Las aguas del río, empujadas por la acción del viento, pueden llegar a internarse tres a cuatro kilómetros tierra adentro en las costas de los partidos de Quilmes y Berazategui, en el Gran Buenos Aires.

Lluvias orográficas

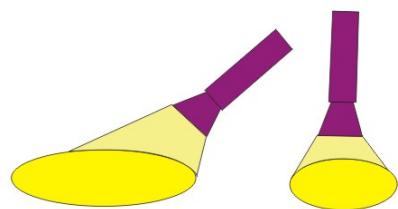
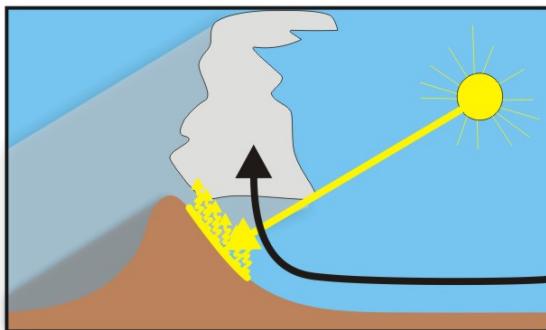
En el libro "Las precipitaciones en el Noroeste Argentino" (Bianchi y Yáñez 1992), se realiza una descripción detallada de las condiciones climáticas que impone el importante relieve andino y las formaciones geológicas asociadas tales como las Sierras subandinas y pampeanas. Se considera pertinente utilizar como base en este apartado gran parte de los conceptos vertidos en aquella oportunidad.

El aire que enfrenta una cadena montañosa se ve forzado a ascender para franquear el obstáculo, al elevarse se enfriá por expansión, se reduce su capacidad para contener vapor de agua, comenzando éste a condensarse. Se forman de esta manera las nubes que producen precipitaciones sobre las laderas montañosas y el vecino piedemonte (figura 6 b).

La orografía influye, tanto sobre la precipitación total anual, como en su distribución espacial. Ocasiona una marcada irregularidad en la distribución geográfica de las lluvias y quizás no produzca un aumento de la precipitación neta sobre una región en particular, pero como obliga a que el agua precipite repetidamente más o menos en los mismos sitios, se producen totales de lluvias muy elevados en ellos, en detrimento de otros lugares ubicados al reparo de los vientos húmedos. Los mapas de precipitación media correspondientes a regiones tropicales asignan gran importancia a las áreas semipermanentes de ascenso y descenso de las masas debido a las montañas (Barry y Chorley 1984).

Las cadenas montañosas pueden provocar inestabilidad condicional o convectiva por obligar al aire a un movimiento ascendente o, por el calentamiento desigual de las laderas y tierras bajas circundantes. En la figura 8 se describe esquemáticamente la conjunción del efecto orográfico y el convectivo sobre el ascenso del aire y sus consecuencias climáticas.

CONJUNCIÓN DEL EFECTO OROGRÁFICO Y CONVECTIVO



LEY DEL COSENO O “DE LA LINTERNA”
(EN LA POSICIÓN VERTICAL LA ENERGÍA SE
DISTRIBUYE SOBRE UNA SUPERFICIE MENOR).

EL RELIEVE MONTAÑOSO EN EL NOROESTE ARGENTINO TIENE UNA ORIENTACIÓN NORTE SUR. LOS RAYOS SOLARES LLEGAN PERPENDICULARES SOBRE SUS LADERAS ORIENTALES DURANTE LA MAÑANA. LA RADIACIÓN SE DISTRIBUYE SOBRE UN ÁREA MENOR SIENDO POR LO TANTO MAYOR EL GOCE DE RADIACIÓN POR UNIDAD DE SUPERFICIE (LEY DEL COSENO). EL AIRE EN CONTACTO CON LA LADERA SE CALIENTA Y ASCIENDE POR CONVECCIÓN. ESTO SE SUMA AL ASCENSO FORZADO DEL AIRE HÚMEDO PROVENIENTE DEL ESTE POR EL OBSTÁCULO OROGRÁFICO.

Figura 8. Efecto del relieve sobre la cantidad de radiación recibida sobre una superficie expuesta a los rayos solares y su influencia sobre la formación de la nube.

La orografía puede aumentar la precipitación frontal al impedir el libre recorrido del sistema depresionario y causar convergencia y elevación por el efecto de embudo que ejercen los valles sobre las corrientes de aire.

Por ejemplo, en el Noroeste Argentino (NOA) el fuerte relieve andino y las cadenas antepuestas de las sierras subandinas y pampeanas, al originar células de convección orográfica, ejercen un importante efecto sobre el clima de la región y en especial, sobre las precipitaciones. En la parte sur de esta región, el efecto orográfico refuerza la acción de los frentes fríos que llegan hasta allí; mientras que más al norte, las condiciones de inestabilidad generadas en el verano por la masa ecuatorial, se ven incrementadas por el ingreso de la región dentro de la zona de convergencia intertropical y como resultado, al este de los Andes, se producen las precipitaciones estivales típicas del NOA.

Se mencionó la influencia regional sobre el clima de las sierras pampeanas, un ejemplo de ello lo constituye la cadena montañosa del Aconquija que sirve de límite entre Tucumán y Catamarca. Su altitud es superior a 5.000 m y emerge aislada de la inmensa llanura chaqueña provocando el ascenso forzado del aire húmedo que llega desde el este. El gran desnivel existente entre las sierras y la llanura provoca la formación de nubes de gran desarrollo vertical. Se producen

por esta razón lluvias muy importantes, del orden de los 3.000 mm sobre las laderas serranas orientadas al Este, tal como se indica en la figura 9. Una vez transpuesta la cima, el aire en descenso se calienta por compresión, desaparecen las nubes y cesan las lluvias. La montaña se convierte en un límite climático muy importante: sólo se producen lluvias del orden de los 100 mm en el desértico bolsón “Campo del Arenal” ubicado al oeste de la Sierra del Aconquija.

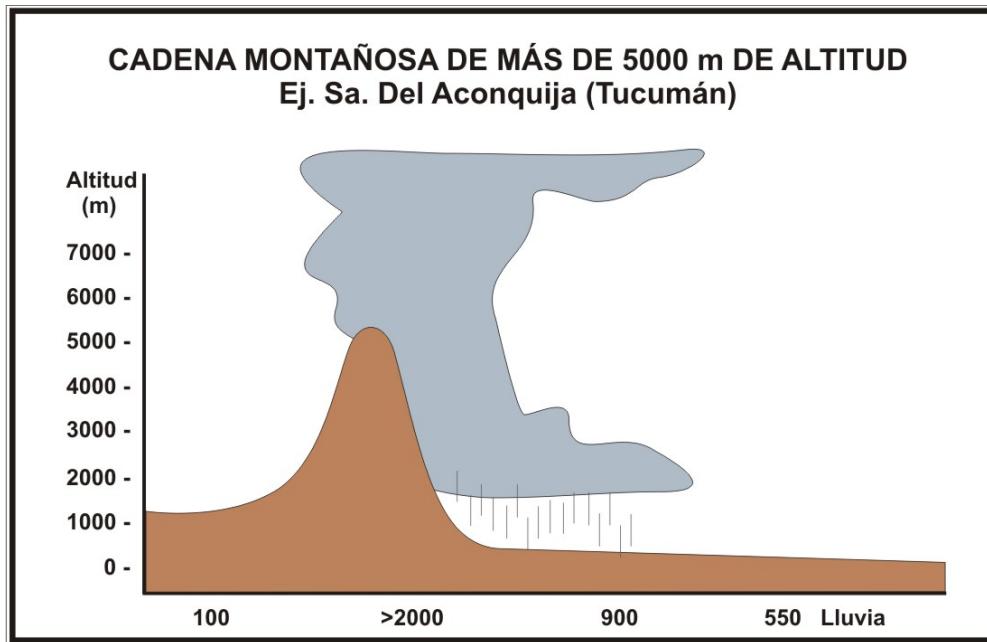


Figura 9. Efecto orográfico producido por cadenas montañosas con altitud del orden de los 5.000 m. Las precipitaciones más importantes se producen sobre la ladera que recibe los vientos húmedos (Bianchi y Yáñez 1992).

Si la sierra es baja, como por ejemplo en Tartagal (Salta), de aproximadamente 1.000 m de altitud, también se produce un efecto generador de nubes, en el que la sierra actúa como disparador o gatillo (Barry y Chorley 1984) de los procesos orográficos. En este caso, las nubes formadas alcanzan gran desarrollo vertical y pueden superar las sierras en su deriva hacia el oeste. Por esta razón se registran mayores precipitaciones una vez transpuesta la cadena montañosa, tal como se ilustra en la figura 10.

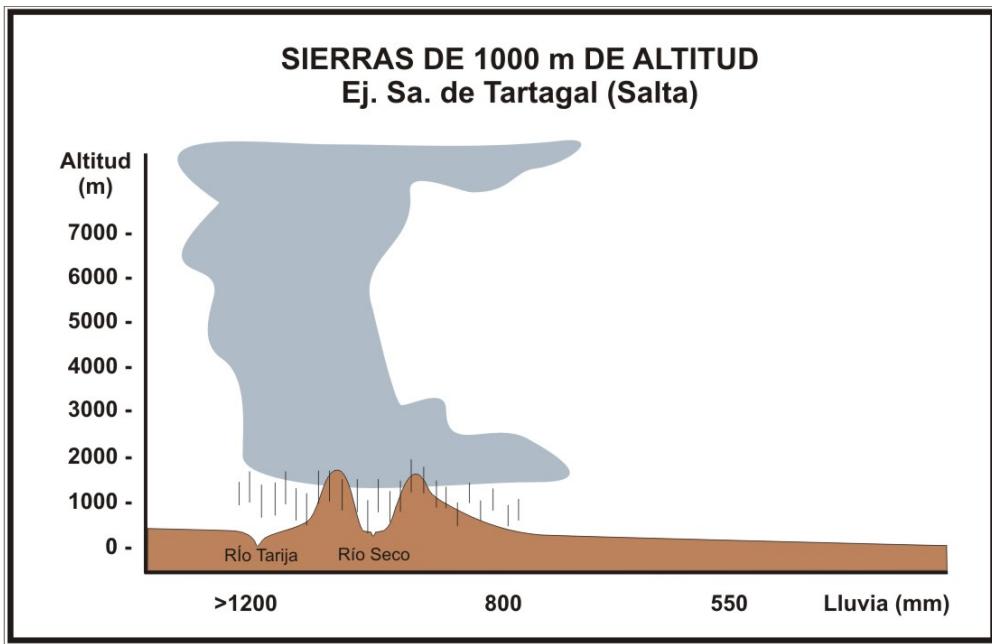


Figura 10. Efecto orográfico producido por cadenas montañosas con altitud del orden de los 1.000 m. Las precipitaciones más importantes se producen una vez transpuesta la cima de las mismas (Bianchi y Yáñez 1992).

Por otra parte, en las imágenes satelitales, frecuentemente se aprecia que las quebradas carecen de nubosidad, ubicándose ésta sobre las líneas de cumbres. Ello se debe a la circulación ascendente sobre las laderas, que fueron calentadas por la insolación recibida durante el día, en horas de la mañana. El aire asciende las laderas y las nubes se forman entonces sobre las cumbres de las divisorias de aguas que bajan de la cadena principal.

En el Noroeste Argentino el altiplano de la Puna se comporta como una aislada superficie de considerable calentamiento en altura, que desarrolla un fuerte ascenso de aire caliente en la atmósfera (Lessmann 1972?). Prácticamente toda la radiación neta disponible se utiliza en dicho calentamiento, dado que la evaporación en esa región árida es insignificante. El aire que asciende sobre la superficie puneña debe ser compensado por aire procedente de las zonas vecinas más bajas, siendo muy fuertes los sistemas de vientos locales durante el día, valle arriba en las quebradas que bajan de la Puna.

La Puna, con una altitud media de aproximadamente 3.900 m, configura un relieve con forma de cubeta con un elevado borde oriental (alcanza más de 5.000 m en las sierras de Santa Victoria y del Aguilar y, más de 6.000 m en los nevados de Chañi, Palermo y Cachi), el que produce un efecto orográfico negativo sobre los valles y bolsones, formándose un semidesierto de altura. En altitudes superiores a los 4.000 m, la extrema sequedad del aire, la baja temperatura y los pronunciados cambios de ésta entre el día y la noche, hacen que la vida tanto animal como vegetal sea muy exigua. En el oeste, sólo los picos muy elevados, que pueden alcanzar la zona de circulación atmosférica del Pacífico presentan sus cumbres nevadas. En ellos, el límite inferior de las nieves se encuentra por encima de los 6.000 m.

Un efecto orográfico similar al descripto se manifiesta sobre los Andes Patagónicos o Cordillera Austral. Los vientos constantes del oeste, direccionados en esa forma por la rotación de la tierra, ingresan sobre el continente en su extremo austral, produciendo muy altas precipitaciones en las laderas de la cordillera, especialmente en el sector chileno (con aproximadamente 6.000 mm de lluvia anual en los sectores más favorecidos).

Como ya se mencionara, la Cordillera Austral sufrió durante las glaciaciones del cuaternario muy fuertes procesos erosivos. Como consecuencia de ellos su altitud fue notablemente reducida si se la compara con el resto de la orografía andina y sus valles frecuentemente se hallan ocupados por lagos remanentes del proceso glaciario. Sus pasos, en muchos lugares sólo alcanzan una altitud de 1.000 m. Esta característica permite que los procesos generadores de lluvia también se manifiesten una vez transpuesta las más altas cumbres.

Al abandonar el sector montañoso y descender sobre la meseta patagónica, el aire se calienta por compresión alejándose de la posibilidad de generar manifestaciones nubosas con agua precipitable. Es así que al oriente de este sector de los Andes se manifiesta un semidesierto que en algunos lugares recibe apenas 100 mm de lluvia anual. Esta característica de la patagonia se produce en latitudes en las cuales, de acuerdo a la circulación general de la atmósfera, se tendrían que producir lluvias importantes por estar sobre la banda de bajas presiones de latitudes medias, constituyéndose en un caso muy particular a nivel mundial.

La patagonia extrandina no es una superficie totalmente plana, por el contrario en su territorio presenta zonas de mesetas de alturas variables, pero algunas superan los 1.000 m de altitud. Las precipitaciones, como se dijo anteriormente, se producen preferentemente durante el invierno, la mayoría de las veces en forma de nieve. Es de esperar que los volúmenes más importantes de nieve caigan en las partes más altas del terreno. Así los “valles” ubicados entre las terrazas se constituyen en las partes más secas del territorio.

En las latitudes medias (norte de Neuquén, Mendoza y San Juan), la alta cordillera andina se manifiesta como un límite climático muy importante. Sobre las altas cumbres se acumulan las precipitaciones níveas que permiten con su deshielo la existencia de los importantes oasis cuyanos que emergen del desierto por la acción del hombre. Más al norte, paulatinamente va aumentando la aridez en la cordillera, hasta sólo manifestarse esporádicamente mantos de hielo que, la más de las veces sólo alcanzan a cubrir las más altas cumbres. Son los llamados Andes áridos con fuertes características de desierto.

Entre los Andes y las Sierras pampeanas que emergen de la llanura se extienden amplias tierras relativamente planas que se constituyen, al estar aisladas por la orografía, en lugares muy secos. Son las llamadas travesías de San Juan y Mendoza y, los bolsones de Catamarca y La Rioja. En esta zona suele presentarse un viento muy cálido y seco, atraído como consecuencia de muy bajas presiones de origen térmico a nivel del suelo, que se forman sobre las tierras secas al este de los Andes.

En la cordillera se producen fuertes nevadas como consecuencia del ascenso orográfico sobre la vertiente pacífica del relieve. Al formarse las nubes por condensación del vapor de agua, se libera el calor latente de vaporización, por lo que se agrega energía al sistema; la temperatura del aire disminuye en menor proporción con el ascenso, ya que en gran parte del mismo el descenso térmico se produce siguiendo el gradiente adiabático húmedo, de aproximadamente seis décimas de grado centígrado cada cien metros. Una vez transpuesta la cordillera, el aire es atraído por las bajas presiones en superficie y llega entonces como un viento cálido y muy seco. Ello se debe a que al descender, el aire se calienta a razón de un grado cada cien metros, siguiendo el gradiente adiabático seco.

Al deslizarse el aire siguiendo el relieve, se encajona en los valles, siendo por ello conocido como viento Zonda, por ser frecuente su aparición en la quebrada del mismo nombre, en la provincia de San Juan, pero también se manifiesta bastante más al norte, por ejemplo en Salta.

Lluvias por convergencia de aire

La convergencia de masas de aire es un fenómeno muy importante en las zonas ecuatoriales, tal como se describe luego, en el caso de los vientos Alisios.

En los valles intermontanos durante la noche, el aire frío y más denso de los niveles superiores, se hunde en las depresiones y valles produciendo un área de convergencia hacia el centro de los mismos (Jackson 1977). El aire acumulado se ve obligado a ascender posibilitando la formación de nubes sobre los ejes de los valles principales como se representó en la figura 6 d. Es por eso qué, en las áreas centrales de los valles subandinos, las lluvias son más frecuentes durante las primeras horas de la noche.

Transporte del vapor de agua en la atmósfera

Para que lleguen al interior de los continentes, masas de aire con un contenido de humedad suficiente para formar nubes que se desarrolle y produzcan lluvia, se necesita alguna forma de transporte del vapor de agua en la atmósfera. La circulación general de la atmósfera parece poseer la energía necesaria para realizar dicho transporte.

Con el movimiento del aire se produce el transporte del calor y vapor de agua contenidos, de un sitio a otro. En principio, la constante diferencia de temperatura entre el ecuador y los polos proporciona gran parte de la energía necesaria para los movimientos atmosféricos. En segundo lugar, el calentamiento diferencial de la atmósfera que se produce sobre mares y continentes, hace que la distribución horizontal de la presión barométrica sea también irregular. Los gradientes de presión entre los distintos sectores constituye la “fuerza” que pone el aire en movimiento,

Tanto los océanos con sus corrientes marinas como la atmósfera con sus vientos, redistribuyen la energía procedente del sol, mientras que en el caso de

la redistribución del vapor de agua, la circulación atmosférica es la que proporciona la energía para su traslado.

Circulación general de la atmósfera

La temperatura, la humedad y los movimientos de rotación y traslación de la tierra, definen la llamada circulación general de la atmósfera (*Creative Commons 2009*). Esta circulación es afectada por la distribución de los continentes y océanos.

En los polos el aire frío tiende a descender y al ponerse en contacto con la superficie se ve obligado a dirigirse hacia latitudes más bajas. El movimiento de rotación de la tierra produce un desvío en la dirección de este movimiento del aire denominado fuerza desviadora de Coriolis, que se puede considerar como el efecto que sufre un objeto en movimiento que se mueve en línea recta sobre otro objeto, este último en rotación. En el hemisferio sur el movimiento sería desde el polo hacia el norte, pero la rotación terrestre hace que se desvíen hacia el oeste. El desvío es más pronunciado cuanto mayor es la velocidad del viento.

En cambio, en las regiones ecuatoriales el aire tiende a ascender, al calentarse por la mayor disponibilidad de energía en la superficie. El ascenso del aire desencadena los procesos generadores de nubes, es por ello que aquí se producen montos importantes de lluvia, responsables de las grandes superficies selváticas ecuatoriales. Al llegar a la tropopausa, el aire se ve obligado a dirigirse hacia las regiones polares. Los vientos en altura se van apartando de esa dirección, tornándose hacia los 30 grados de latitud en vientos del oeste, los que seguirán desviándose al mismo tiempo que se enfrián, por haberse alejado del ecuador y, por lo tanto, a esa latitud descenden.

El aire ecatorial que desciende sobre los trópicos se calienta por compresión debido al aumento de la presión atmosférica en las capas más bajas, al calentarse, se aleja de la saturación y provoca condiciones de estabilidad atmosférica. Se generan así, los importantes anticiclones subtropicales que definen las grandes superficies desérticas del planeta. Sobre el suelo la desviación también actúa, y los vientos que, impulsados por los anticiclones que se han formado, tendrían que dirigirse convergentes y perpendiculares al ecuador, adquieren la dirección del nordeste y sudeste en los hemisferios norte y sur respectivamente. Son los denominados vientos Alisios. Estos vientos se dirigen convergentes sobre el ecuador determinando la llamada Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y alimentan dinámicamente el ascenso ecatorial del aire.

El aire descendente sobre los anticiclones se dirige también hacia latitudes más altas pero por la desviación debida a la rotación de la tierra toman una componente del oeste. Estos vientos relativamente cálidos en superficie se encuentran con el aire polar, que es más denso y se introduce por debajo del aire cálido obligándolo a subir. El ascenso de masas de aire provoca las bajas presiones del frente polar que se sitúan entre los 50 y 60 grados de latitud. En

estas regiones se instalan los bosques subantárticos como consecuencia de las mayores precipitaciones.

Las masas de aire ascendente, al llegar a la tropopausa se expanden. Los vientos que van hacia las latitudes altas alimentan dinámicamente el descenso de aire polar; y al ser cálidos favorecen el intercambio térmico. Los vientos que van hacia las latitudes bajas son los que se encuentran con los que vienen del ecuador en altura y alimentan el descenso dinámico del aire de los anticiclones subtropicales.

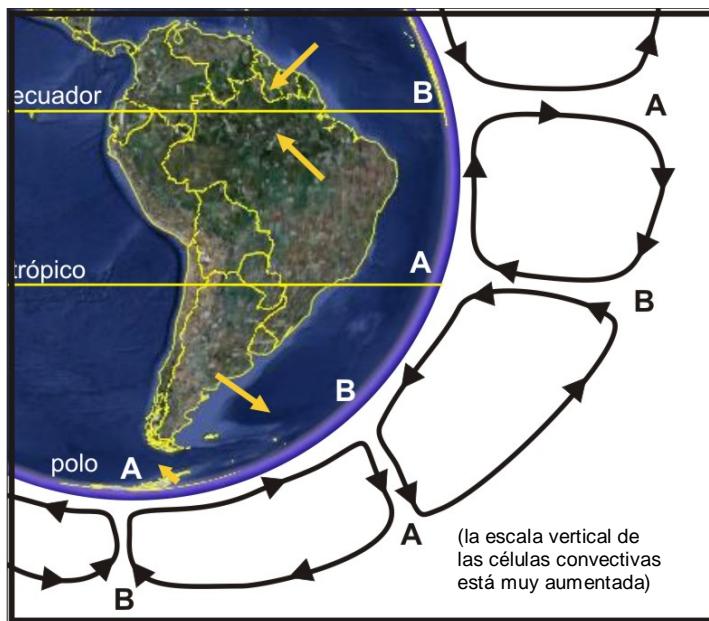


Figura 11. Esquema de la Circulación General de la Atmósfera. (Imagen extraída de *Google Earth* 2009)

En la figura 11 se puede apreciar un esquema de la circulación general de la atmósfera y de las células convectivas que se definen.

Las grandes diferencias de temperatura y la fuerza desviadora en altura, al no producirse roce con la superficie, hacen que se manifiesten vientos muy intensos con una componente del oeste que han sido denominados corrientes de chorro. En superficie, estas corrientes son responsables en gran parte de las trayectorias de las borrascas (*Creative Commons* 2009).

Las bandas de regiones con altas y bajas presiones que circundan el globo tienen responsabilidad sobre el tiempo y consecuentemente, sobre el clima. Estas bandas se desplazan de norte a sur en el verano del hemisferio sur y en sentido contrario en el invierno, siguiendo el movimiento aparente del sol.

Las condiciones descritas sufren fuertes alteraciones por la incidencia del tipo de superficie, son muy estables sobre los océanos, pero sufren modificaciones estacionales importantes en los continentes, debido al calentamiento diferencial de tierras y mares.

El Niño-Oscilación del Sur

Las oscilaciones en la temperatura del agua en el Océano Pacífico intertropical, cuando determinan anomalías positivas (de hasta 6-7°C por encima de la media), son conocidas como el fenómeno “El Niño-Oscilación del Sur” (*ENSO* en inglés). Cuando las oscilaciones producen un período de anomalías negativas es denominado “La Niña”.

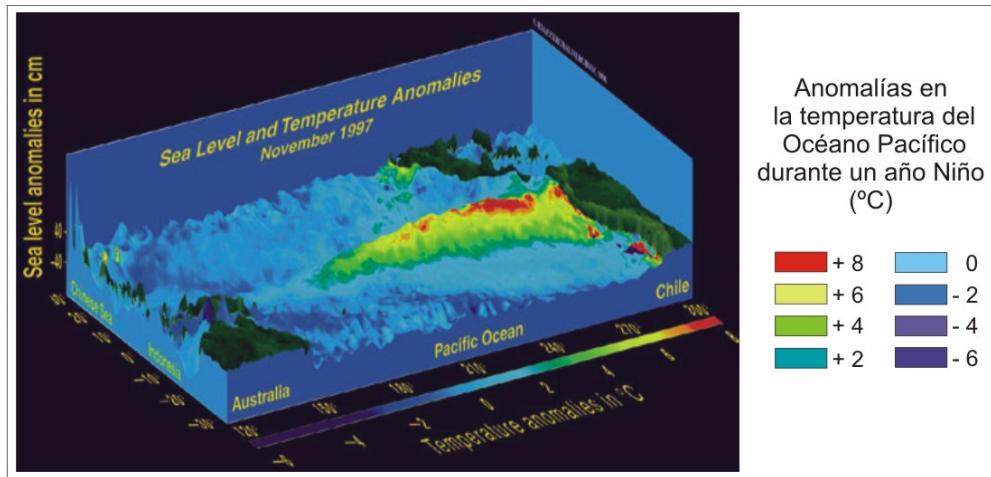


Figura 12. El Niño 1997 – 1998 observado desde el satélite ESA's ERS-2, fue uno de los más fuertes de los registrados en el siglo pasado (ESA 1999). Las zonas rojas vecinas al continente de América del Sur, corresponden a una anomalía en el nivel medio del mar de +40 cm; se estima que equivale a +8°C con respecto a la temperatura media del océano. Las zonas azules en el Oeste del Pacífico corresponden a una anomalía de -6°C

En el cinturón ecuatorial convergen los vientos alisios que con dirección NE-SO en el hemisferio norte y SE-NO en el sur, arrastran las aguas cálidas hacia Australia. Esta situación sería lo habitual, pero periódicamente se produce una inversión de las corrientes atmosféricas lo que produce una migración de las aguas cálidas del oeste hacia el este, determinando anomalías positivas en la temperatura del agua en el Océano Pacífico cercano a América del Sur. Esta alternancia de periodos cálidos y fríos en las aguas del Pacífico produce alteraciones muy importantes en el clima global a nivel planetario.

En América del Sur cuando las anomalías son positivas (año Niño) generalmente se lo asocia a un aumento muy importante de las precipitaciones y las consecuentes inundaciones. Este aumento de las lluvias incide favorablemente en la producción a secano de la Pampa semiárida – subhúmeda argentina. El fenómeno contrario (La Niña) se asocia con sequías importantes en la misma región (De la Casa y Ovando 2006). Cuando el fenómeno adquiere valores extremos, como El Niño de 1997-98 ilustrado en la figura 12, se producen excesos hídricos muy importantes en la Mesopotamia y Pampa húmeda, que pueden incidir negativamente sobre los cultivos (Rebella et al. 1999).

Masas de aire que inciden sobre el clima argentino

Se ha definido a una masa de aire como una gran porción de aire cuyas propiedades físicas, en especial la temperatura, contenido de humedad y gradiente térmico vertical, son más o menos uniformes para una extensión horizontal de varios centenares de kilómetros (Barry y Chorley 1984). Los límites de las masas de aire, es decir, las zonas de contacto entre dos masas de aire diferentes, son las llamadas superficies frontales. Al alejarse una masa de aire de su lugar de origen, o sea de la región en que ha adquirido las propiedades físicas que le son propias, se ve alterada en su contenido de humedad y temperatura, por los intercambios que realiza con la superficie sobre la que se traslada. Según sus características una masa de aire va acompañada generalmente por un estado particular del tiempo.

En un estudio de los recursos hídricos de la Alta cuenca del Río Bermejo se describieron las masas de aire que actúan sobre el clima regional (Lessmann 1972?). Una versión resumida de esa descripción, que puede considerarse básica para toda Argentina, se adaptó para este trabajo:

Masa de aire polar continental (Pmc)

Se forma en el hemisferio sur sobre el continente antártico. No tiene mayor influencia sobre el territorio continental argentino. Es fría y seca.

Masa Polar Marítima (Ppm)

La masa de aire polar al desplazarse sobre los océanos aumenta su temperatura y humedad considerándosela entonces como polar marítima. Generalmente recorre de oeste a este el Pacífico Sur. Está constituida por aire húmedo y frío. Penetra en territorio argentino por el sur, debido a los valles transversales y menor altura de los Andes patagónicos; descarga gran parte de su humedad sobre la zona montañosa. Al descender sobre la meseta patagónica aumenta su temperatura y cesan las lluvias. Ingrera por el SO a la llanura pampeana o bien realiza un amplio arco sobre el mar continental, volviéndose a cargar de humedad y ganando en temperatura, reingresando al continente generalmente por el estuario del Río de la Plata, presentando entonces una marcada inestabilidad.

Masa Tropical Continental (Tc)

Se forma durante el verano sobre las calientes y secas tierras chaqueñas al este de los Andes. A pesar de su inestabilidad, la reducida humedad impide la formación de nubes. El cielo despejado provoca gran amplitud térmica diaria.

Masa Tropical Marítima (Tma)

Se origina en el Atlántico sobre el anticiclón subtropical semipermanente. Ingrera por el sector NE a nuestro país y es entonces caliente y húmeda. Paulatinamente descarga su humedad a medida que se interna en el continente, tiene mucha influencia sobre el clima de la Mesopotamia y de la Pampa húmeda. Cuando se encuentra con la masa Polar Marítima proveniente del SO, ahora seca y fría, la desplaza con lluvias generalizadas y tormentas de verano. Paulatinamente descarga su humedad a medida que se interna en el continente.

Masa Ecuatorial Continental (Ec)

Su lugar de origen es la región amazónica pero deriva hacia el sur siguiendo el movimiento aparente del sol en el verano, abarcando el interior cálido del continente al norte del Trópico de Capricornio. Es muy caliente, húmeda e inestable. Antes de llegar a nuestro país recarga su humedad con los aportes que recibe de la evaporación producida por la inmensa superficie de agua de los esteros y bañados del Gran Pantanal, ubicados en la cuenca superior del río Paraguay en territorio brasileño.

LOS PRINCIPALES TIPOS CLIMÁTICOS DE LA ARGENTINA

Existen diferentes formas de clasificar a los climas de un lugar, dependiendo de las condiciones consideradas para definir un tipo de clima u otro. Las clasificaciones más recientes tienen en cuenta una gran variedad de parámetros determinantes, entre ellos el hecho de que el tiempo es variable y que existen además de la temperatura y la humedad, otros factores como la influencia de las masas de aire, la latitud, la geografía del terreno, los que influyen en el clima de una región.

Los sistemas báricos actúan notablemente sobre el clima de una región, definiendo entre otras cosas, su régimen de precipitación, y en consecuencia su tipo climático. En este sentido, se puede dividir a los climas argentinos en tres tipos principales, los que se describen a continuación:

Clima tipo monzónico del Noroeste argentino

Los sistemas báricos más importantes que inciden en el norte del país, son los anticiclones del Pacífico y del Atlántico, ubicados próximos a los trópicos, y que emiten vientos hacia el continente sudamericano. La influencia del anticiclón del Pacífico sobre las tierras bajas, al este de los Andes, se ve disminuida por la gran altura de la cordillera. En cambio, el anticiclón del Atlántico influye notablemente sobre el clima del país.

En el verano, la Zona de Convergencia Intertropical se extiende sobre gran parte del subcontinente sudamericano, alcanzando a penetrar en el norte del territorio argentino con condiciones de baja presión y alta inestabilidad debidas a las relativamente altas temperaturas continentales con respecto al mar. En un estudio agroclimatológico de la zona andina (Frere et al. 1975) se describe e ilustra este efecto con las figuras 13 y 14, extraídas de dicha publicación y adaptadas para este trabajo.

En la estación cálida (figura 13) ingresa a la región aire húmedo, el que produce una alargada zona de altas precipitaciones, sobre las vertientes orientales de los Andes. En ellas, los débiles vientos del este causan el ascenso del aire húmedo e inician los procesos formadores de nubes, las que producen fuertes precipitaciones orográficas en la región Noroeste del país.

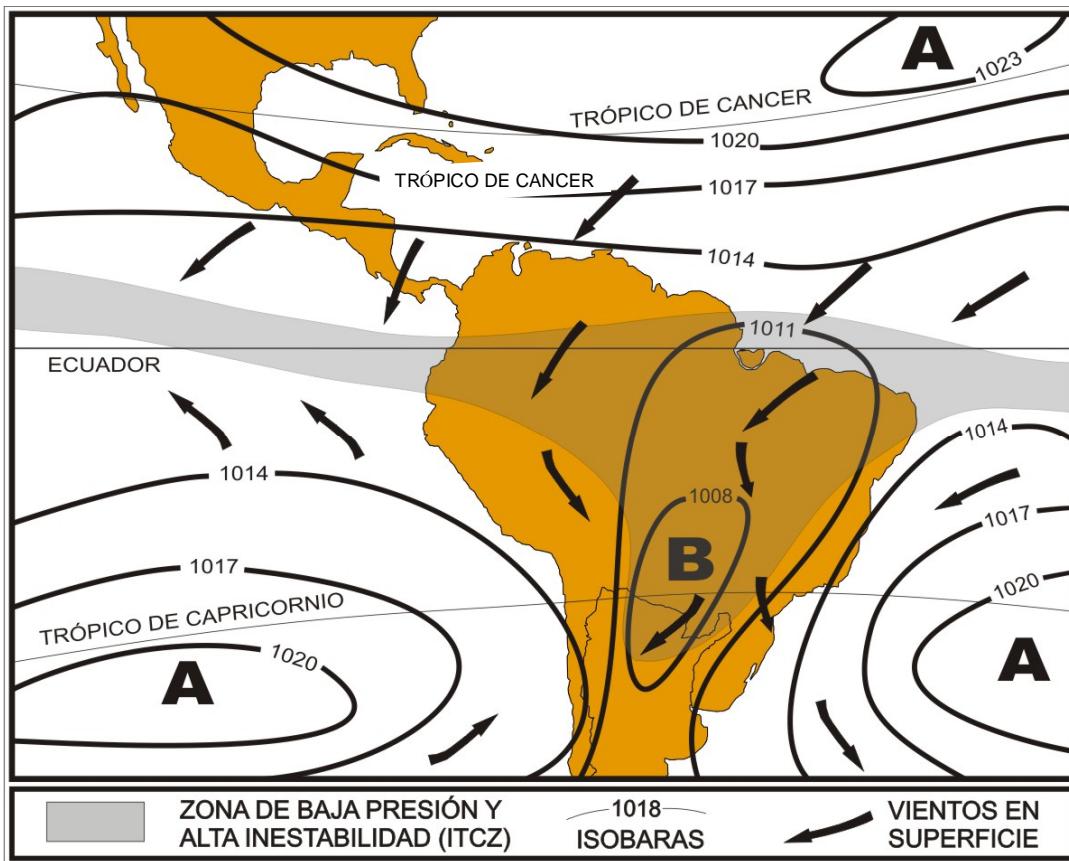


Figura 13. Situación atmosférica en América del Sur en **enero**. Isobaras y vientos en superficie; ubicación de la Zona de Convergencia Intertropical y centros de baja y alta presión (Frere et al. 1975)

En el invierno del hemisferio sur, la Zona de Convergencia Intertropical se traslada siguiendo el movimiento aparente del sol, ubicándose sobre una estrecha franja al norte del Ecuador (figura 14). “El anticiclón del Atlántico se extiende sobre el continente uniéndose con el correspondiente centro de acción del Pacífico. Sobre la región Noroeste del país se produce una supresión de los procesos convectivos y, en consecuencia, de las lluvias” (Lessmann 1972?), las que son prácticamente inexistentes en esa época del año.

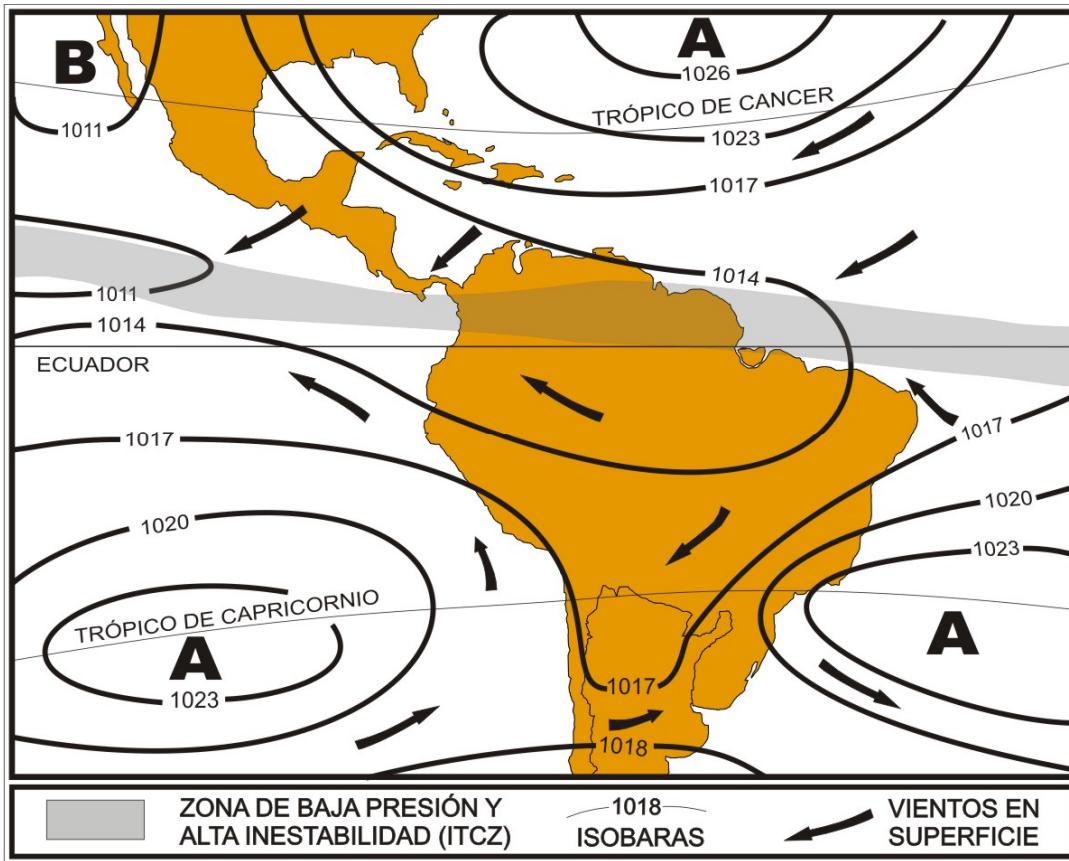


Figura 14. Situación atmosférica en **julio**. Isobaras y vientos en superficie; ubicación de la Zona de Convergencia Intertropical y centros de baja y alta presión (Frere et al. 1975).

En la región del NOA, durante el verano, se manifiesta una acción concurrente de las bajas presiones estacionales con los procesos orográficos zonales. Así, la circulación ciclónica con núcleo cálido, conocida como Alta de Bolivia, se ubica en la troposfera alta sobre el Altiplano Andino. Su origen se atribuye al calentamiento en altura sobre el altiplano y al calor de vaporización liberado por la condensación producida por la actividad convectiva sobre el Amazonas (Espinoza 2002).

Las intensas precipitaciones que se producen sobre el flanco oriental de los Andes del norte de Argentina, muchas veces son asociadas a una intensificación del anticiclón en altura y su corrimiento hacia el sur (Nieva 2009, en comunicación personal) junto con corrientes de chorro que se producen en niveles bajos de la atmósfera en las cercanías de sistemas de tormenta intensos. Estos fenómenos meteorológicos suelen tener consecuencias catastróficas, como el alud de Tartagal ocurrido el 9 de febrero de 2009, que fuera asociado al Alta de Bolivia, por el agrometeorólogo Ignacio Nieva en su exposición sobre el tema, realizada en INTA en el año 2009. En la figura 15 puede apreciarse la magnitud de la violencia de la inundación de detritos que destruyó el puente ferroviario en esa localidad y produjo pérdidas humanas y severos daños al desbordarse el río sobre la ciudad.



Figura 15. El Alud en Tartagal (Salta). Vista del puente ferroviario sobre el río Tartagal, antes y después de sucedido el fenómeno. (Fotos: Miguel Boasso, AER Tartagal, INTA, Pro Huerta).

Clima tipo mediterráneo de la Patagonia argentina

El corrimiento invernal de las zonas climáticas determinadas por la circulación general de la atmósfera, permite también un corrimiento hacia el norte de la zona de bajas presiones de latitudes medias. Esta situación favorece los procesos generadores de lluvia durante el invierno sobre la parte central y norte de la región patagónica.

En el verano las zonas climáticas se corren hacia el sur, de manera que las altas presiones tropicales, poco favorables para los procesos generadores de lluvias, se instalan sobre las regiones de latitudes medias. Ello explica la supresión de las lluvias durante la estación cálida en esas latitudes. El régimen pluviométrico caracterizado por lluvias invernales y sequía en el verano se lo denomina de tipo mediterráneo, por ser característico de las tierras que rodean al mar que baña las costas del sur de Europa y norte de África.

En el sur del país los vientos constantes o permanentes del oeste son forzados a ascender por los Andes patagónicos y como consecuencia, se produce un alargado campo de precipitaciones siguiendo la parte meridional de la cordillera andina. Las lluvias son muy importantes, del orden de los 6.000 mm en la vertiente pacífica de las sierras. La relativamente baja altitud de la orografía, debida al trabajo erosivo de las glaciaciones, permite que un monto, todavía importante, se produzca sobre territorio argentino.

Una vez superados los Andes patagónicos, se produce el descenso del aire sobre la meseta tras las sierras. Al aumentar la presión atmosférica se calienta por compresión y por lo tanto, disminuyen las posibilidades de que sucedan los procesos formadores de nubes con agua precipitable. Como consecuencia de ello, en una zona de bajas presiones según la circulación general de la atmósfera, que tendría que ser muy favorecida en su régimen hídrico, se producen muy bajos montos de lluvias: en algunas zonas sólo llueven cifras apenas superiores a los 100 mm anuales.

Clima tipo isohigro del Noreste argentino

La Masa de aire Tropical Marítima (Tma), ingresa al continente encontrándose inmediatamente con la cadena costera de Brasil. Los procesos orográficos que se manifiestan resultan en importantes lluvias que se reflejan en la formación vegetal denominada Mata Atlántica con fuertes características selváticas. En este caso, las sierras costeras no accionan como límites climáticos absolutos, sino que permiten que las masas todavía bastante húmedas, se internen en el continente produciendo en Argentina el tercer núcleo de precipitaciones del país, el que corresponde a la meseta misionera, con precipitaciones del orden de los 2.000 mm anuales.

Más al oeste recorren las tierras llanas de la Mesopotamia y el Chaco disminuyendo paulatinamente su contenido de humedad y por consiguiente la cantidad de precipitación. Se estima en 550 mm la llamada "cantidad básica" (Hoffmann 1971) de lluvias aportada por la circulación general de la atmósfera sobre el llamado "Chaco Semiárido Salteño". Ello ocurre antes de iniciarse los procesos orográficos de aumento de las lluvias sobre las sierras subandinas, que constituyen las primeras manifestaciones orográficas en contacto con la llanura.

INTERPRETACIÓN ESPACIAL DE LOS ELEMENTOS CLIMÁTICOS – CARTOGRAFÍA DIGITAL

La reseña descriptiva del funcionamiento climático que se ha analizado en capítulos anteriores, permite visualizar la complejidad de la distribución espacial de los elementos del clima, bastante acentuada en cuanto a las precipitaciones y un tanto más simple en lo relativo a las temperaturas.

Tradicionalmente la distribución espacial de los elementos del clima se representó en mapas de *isolíneas*, las que unen puntos con un mismo valor (*iso*: igual). Por ejemplo, las isotermas e isoyetas, que unen puntos de igual temperatura y precipitación, respectivamente. Estos mapas, realizados mediante la interpolación de datos puntuales, volcados geográficamente en un plano, teniendo en cuenta la opinión de expertos, pueden tener un cierto grado de subjetividad.

Las nuevas herramientas informáticas referidas al procesamiento de imágenes satelitales por teledetección y el análisis de distintas capas de información cartográfica por medio de los Sistemas de Información Geográfica (SIG), unidos a técnicas estadísticas como, por ejemplo de regresión múltiple y de interpolación (geoestadística), hacen factible la disminución del error humano en la generación digital de mapas, en este caso climáticos. Sin embargo, sigue siendo necesario disponer del conocimiento experto para poder evaluar la cartografía obtenida (Ninyerola et al 2005).

La observación remota de la superficie terrestre constituye el marco de estudio de la teledetección. Esta disciplina engloba los procesos que permiten obtener una imagen, así como su posterior tratamiento. Los programas computarizados de manejo de la información obtenida por intermedio de los satélites que orbitan alrededor de la tierra, permiten su visualización, pero también mediante el procesamiento digital de las imágenes, realizar la clasificación de los elementos que ocupan la superficie terrestre. Esta clasificación es de suma utilidad para lograr cartografía digital de distintos elementos como vegetación, suelos, áreas urbanas, hidrografía y elementos climáticos.

Un SIG reúne una serie de procesamientos computarizados con el objeto de analizar y representar información espacial tendiente a la gestión, procesamiento y visualización del conocimiento geográfico. Su producto final es una serie de mapas temáticos interactivos superpuestos que permiten visualizar la problemática de un espacio físico. Esta cartografía se asocia con bases de datos cuantitativos o cualitativos de elementos constituyentes del espacio geográfico analizado.

Un SIG permite tres acciones principales:

- a) Gestión de la información, en este sentido es posible realizar la búsqueda de información en la base de datos, de acuerdo a diferentes criterios temáticos y espaciales;
- b) Análisis de la información, que como un elemento característico de un SIG, posibilita el procesamiento de la base de datos inicial para generar mayor

información, así como, la interacción entre distintas capas cartográficas permite la obtención de nuevas capas temáticas;

c) Salida y representación gráfica y cartográfica de la información, que posibilita mostrar los resultados de las operaciones analíticas en forma de gráficos, tablas y mapas simples y de agradable visualización. Una ventaja adicional es la relativamente fácil adición de nueva información a la ya analizada (Ninyerola et al 2005).

Las herramientas de los Sistemas de Información Geográfica, son habitualmente asociados con el procesamiento de tres tipos de elementos cartográficos: puntos, línea y polígonos (formato vectorial) pero también permiten la generación de superficies continuas en las cuales cada unidad o celda de información (*píxel*) posea un valor de la variable cartografiada (formato *raster*). Esta última forma de representación cartográfica es muy importante para la cartografía climática ya que sus variables son continuas en el espacio geográfico.

En la presentación del Atlas Digital de la Península Ibérica se manifiesta “En este contexto la combinación de herramientas de SIG, métodos estadísticos, técnicas de interpolación espacial y teledetección, resultan adecuadas para afrontar el reto de generar una nueva cartografía climática que pueda servir para mejorar la comprensión y gestión de nuestro territorio” (Ninyerola et al 2005).

Principales herramientas para la obtención de cartografía temática digital

Análisis de imágenes satelitales

Las imágenes satelitales ofrecen una visión global de la superficie terrestre y permiten visualizar los componentes que hacen a la cobertura y uso del suelo.

La cobertura vegetal está directamente influenciada por la disponibilidad hídrica, por lo que se considera a la vegetación fuertemente relacionada con los montos de precipitación. La visualización de dicha cobertura puede ser amplificada utilizando los llamados índices de vegetación. Esta visualización, en combinación con importantes volúmenes de observaciones puntuales, ofrece una alternativa de generación de mapas por interpretación visual de dichas imágenes.

Se trazan de esta forma las respectivas isoyetas, para luego por interpolación entre las isolíneas lograr mapas de superficie continua, que en el caso particular de las áreas montañosas se ha podido constatar logran un mejor ajuste que la interpolación de datos puntuales. Ello es debido a que casi toda la información meteorológica se registra en los fondos de valles con interés productivo o urbano, en tanto que en las cadenas montañosas es muy baja la densidad de información (casi inexistente). Así puede intentarse una interpolación entre dos puntos separados por una cadena montañosa, pero esta interpolación seguramente no va a tener en cuenta el aumento importante

de lluvia que puede ser generado por la sierra interpuesta entre ambas observaciones.

Indudablemente existe la posibilidad de interactuar con modelos digitales de terreno que tengan en cuenta las formas del relieve, pero dichos modelos tendrán que considerar altitud, pendiente, exposición, distancia a la montaña, variables que no siempre actúan en forma lineal, por lo que su modelado podría alcanzar una complejidad relativamente alta.

Como un ejemplo se presenta el trabajo realizado para obtener la cartografía de lluvias anuales en la región del Noroeste Argentino, en el que se trazaron manualmente las isoyetas utilizando como guía una base de datos puntuales e interpretando en forma visual imágenes satelitales en un entorno SIG.

Análisis de imágenes satelitales en la construcción de un mapa de distribución geográfica de las lluvias en el Noroeste Argentino

En 1981 se realizó un mapa de isoyetas anuales para la región noroeste del país (Bianchi 1981). Para hacerlo se utilizó un mosaico de imágenes satelitales (*Landsat*) en papel blanco y negro, en escala 1:500.000; teniendo como apoyo imágenes en papel (E 1:250.000) en falso color y una base de datos de lluvia recopilada al efecto.

Con el acceso a la tecnología SIG, se digitalizó este primer mapa y se lo incorporó a un entorno ArcView. Utilizando el programa ArcMap se corrigió el trazado de cada una de las isoyetas teniendo en cuenta nueva información puntual de lluvias (Bianchi y Yáñez 1992) e imágenes satelitales en formato digital (LANDSAT y SAC-C) además de información derivada de las mismas como índices de vegetación (NDVI).

En la figura 16 se presenta un ejemplo de esta forma de trabajo, realizado a partir de una imagen del satélite SAC-C para la franja de las Yungas. Se observa en verde más intenso la vegetación de hojas perennes de la selva de las Yungas. La vegetación de hojas preferentemente caducas del Chaco Semiárido aparece en tonos de amarillo. Hacia el oeste, en las regiones más áridas de la Puna y Prepuna, en colores blanco y gris, no se visualiza vegetación activa en esta época del año. Igualmente sucede en los parches grises correspondientes a las áreas desmontadas con suelo desnudo en la región chaqueña sin cultivo o con cultivos de invierno en época de cosecha.

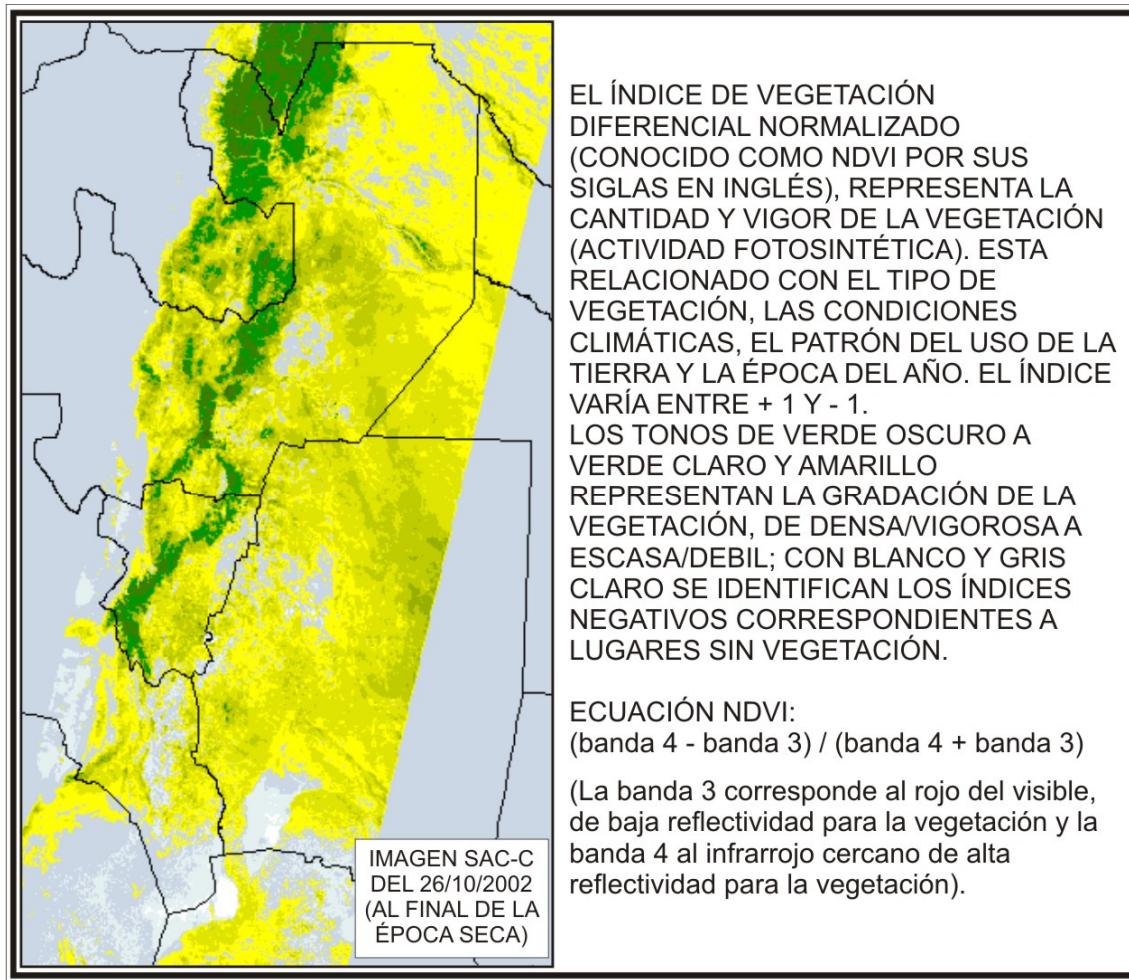


Figura 16. Imagen NDVI del Noroeste Argentino. (Imagen original obtenida por el satélite SAC-C y facilitada al INTA por CONAE).

El mapa de distribución geográfica de las lluvias en el Noroeste Argentino (región NOA) así obtenido fue publicado en formato *poster* (Bianchi 2005). En la figura 17 se presenta como ejemplo una visualización ampliada de las isoyetas de la región de los valles templados de Salta y Jujuy, y zonas montañosas aledañas.

Con este mapa se llegó a una interpretación lo más objetiva posible de la distribución geográfica de las lluvias, en una región del país conflictiva por su complicado relieve.

Cuando se consideró la posibilidad de ampliar el trabajo para todo el país, se recopiló información del Servicio Meteorológico Nacional (SMN 1986a, 1992b, 2008?c), Secretaría de Recursos hídricos de la Nación, Banco Nacional de Datos Hídricos (2008), e información recopilada por diversos autores (De Fina 1992; Arias y Bianchi 1996). Se digitalizó el mapa de isoyetas anuales del Atlas Climático del Servicio Meteorológico Nacional (SMN 1960) exceptuando el Noroeste. Posteriormente, se unió el mapa de isoyetas del NOA con el del resto de Argentina.

En el entorno SIG se corrigió el trazado de las isolíneas teniendo en cuenta información cartográfica adicional, la que fue utilizada como fuente para la reelaboración del mapa: Mosaico de imágenes *Landsat* de Argentina (Universidad de Maryland 2008), Modelo digital de elevaciones (NASA 2005), Mosaico de imágenes MODIS (INTA 2007), Mapa de isoyetas de Chile (Región de los Lagos 2009), Mapa de isoyetas de la provincia de Chubut (Barros et al. 1979), Mapa de isoyetas de la provincia de Misiones (Correa de Temchuk et al. 2003).

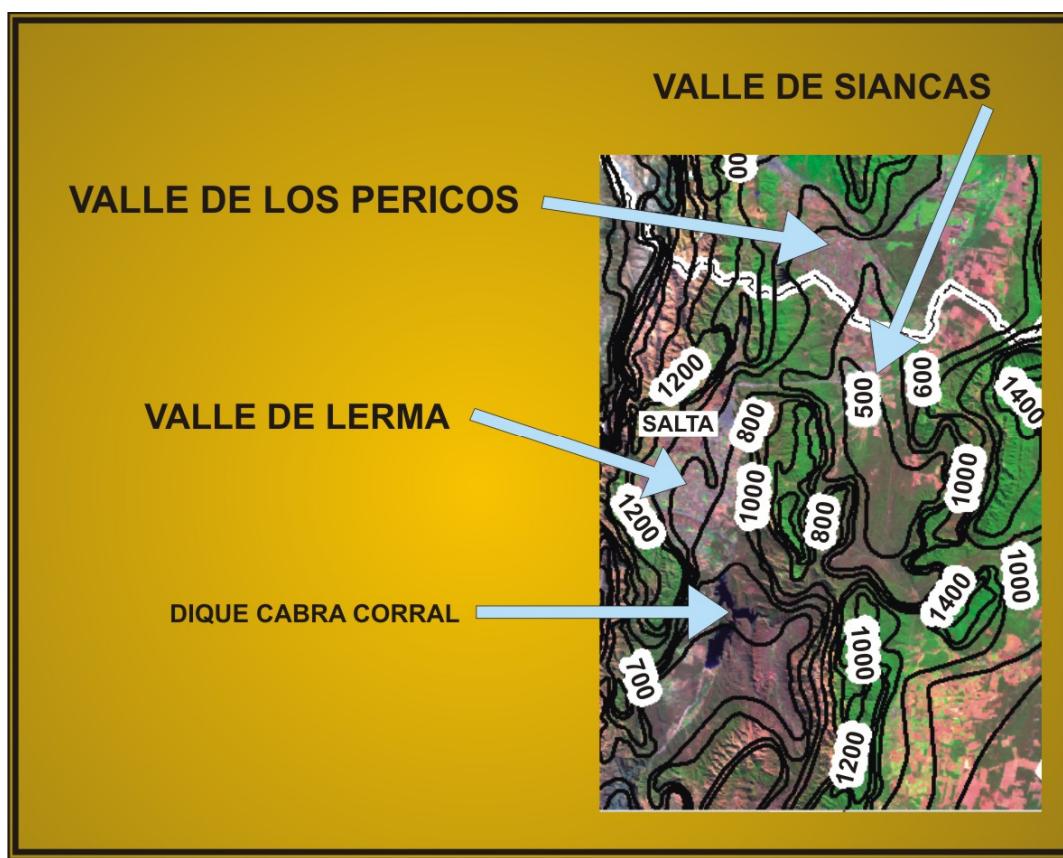


Figura 17. Se puede apreciar lo intrincado del trazado de las isoyetas en las zonas con acentuadas formas de relieve. Se muestra una porción del mapa de distribución espacial de las lluvias que corresponde a los llamados valles templados de Jujuy y Salta (Bianchi 2005).

Se realizaron algunos trabajos muy auspiciosos sobre la distribución geográfica de las lluvias, aunque para superficies más reducidas del país, utilizando modelos numéricos y de análisis geoestadístico. Se pueden citar como ejemplo, uno desarrollado para la provincia de Misiones (Correa de Temchuk et al. 2003) y otro para la zona norte de la Patagonia, que considera la disminución de las precipitaciones a medida que aumenta la distancia al relieve, hacia el este de la Cordillera (Jobbágy et al. 1995).

Modelos estadísticos

Otra forma de obtención de cartografía temática es el análisis digital de distintas capas de información en un entorno SIG. Para ello es imprescindible obtener un modelo numérico que permita afectar la incidencia de cada una de las variables consideradas sobre el elemento que se desea estimar.

Una forma simple pero a su vez muy potente es la que utiliza técnicas de regresión entre distintas variables que expliquen razonablemente gran parte de la variabilidad espacial, como por ejemplo la latitud y la altitud sobre la temperatura del aire.

La cartografía lograda mediante técnicas de SIG, que ofrecen la posibilidad de combinar e integrar información, busca alcanzar un mayor nivel de objetividad y por lo tanto, disminuir las apreciaciones subjetivas. Por otra parte, esta forma de análisis de información numérica permite la cuantificación del error de estimación y dar una idea muy objetiva de la calidad de la cartografía lograda.

Una ventaja adicional muy importante es la velocidad de generación de nuevas capas temáticas, que puede ser de unos pocos segundos a algunos minutos, dependiendo del volumen de datos contenido en las capas que deben interactuar, de la complejidad de los modelos utilizados y finalmente de la capacidad del ordenador.

Para realizar la cartografía digital de las temperaturas medias mensuales que se incluye en este trabajo, se adaptó para todo el país el modelo estadístico INTASAL-TEMP, desarrollado en su oportunidad para la región Noroeste de Argentina (Bianchi y Cravero 2009).

Modelo de regresión lineal para la estimación de temperatura media mensual del aire en Argentina

El modelo estadístico de regresión lineal que permite estimar temperaturas medias mensuales regionales a partir de información no termométrica disponible INTASAL-TEMP (Bianchi et al. 1994), fue aplicado en su oportunidad para generar los mapas digitales de temperatura media mensual para la Alta Cuenca del Río Bermejo (Bianchi y Volante 1999) y posteriormente para el Noroeste Argentino (Bianchi et al. 2005).

Para realizar el ajuste del modelo para todo el país, se recopiló información climática de diversas fuentes. Con dicha información se organizó una base de datos mensuales de temperatura media del aire y montos de precipitación, la que quedó conformada por 260 entradas. Dicha información corresponde a las mismas fuentes citadas en el apartado correspondiente al mapa de precipitación. Además se utilizó la base de datos conformada para generar el modelo en la región Noroeste del país (INTA, EEA SALTA) con datos recopilados de fuentes como: ex Agua y Energía Eléctrica de la Nación,

EVARSA (Bianchi y Yáñez 1992) y ex Red Agrometeorológica de la provincia de Salta (Arias y Bianchi 1996).

En la generación del modelo, se consideró a la altitud y la latitud como los dos parámetros más importantes en relación a la variabilidad espacial de la temperatura del aire. La nubosidad, que incide sobre el tiempo de exposición de la superficie terrestre a la radiación directa del sol, es un factor reductor de la temperatura del aire pero por ser un dato climático de difícil disponibilidad, se consideró a la lluvia como un estimador de aquella, asumiendo que los lugares más lluviosos también presentan mayor frecuencia de nubosidad.

Debido al bajo grado de ajuste logrado al intentar la regresión con toda la información disponible para el país, se procedió a dividir la base de datos en dos grupos de información. En el primero de ellos se agrupó la información perteneciente a localidades ubicadas al norte del paralelo de 34°, y en el segundo, la de localidades ubicadas al sur del paralelo 32°. De esta forma se logró equilibrar el número de estaciones ubicadas en cada sector y mejoró notablemente el ajuste de los coeficientes de regresión.

Los coeficientes de regresión fueron estimados para cada sector en que quedó dividido el país y para cada mes del año. Dicha estimación se realizó utilizando el procedimiento PROCREG del programa estadístico SAS (versión 9.1) para el modelo INTASAL-TEMP

$$\text{Temperatura media mensual} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \text{Altitud} + \beta_2 \cdot \text{Latitud} + \beta_3 \cdot \text{Lluvia Anual}$$

Para la validación del modelo se excluyeron de esta estimación 12 de las localidades disponibles de cada sector. Para estas localidades se estimaron los valores de temperatura media mensual utilizando el modelo y se compararon con los valores observados.

La calidad de las predicciones se analizó a través del error de estimación obtenido restando a los valores estimados por el modelo el de los observados. Se utilizó el promedio de los valores absolutos del error así estimado (EMA) y el error cuadrático medio (EMC) expresado como la raíz cuadrada del promedio de los errores medios absolutos. Con el objeto de establecer el grado de dispersión del error en torno del error medio absoluto, se estimó la desviación típica.

En las tablas 1 y 2 se presentan los valores de del modelo para cada mes y sector en que se dividió al país. El R^2 ajustado es una medida utilizada para determinar la bondad de las predicciones en un análisis de regresión. Denota el porcentaje de varianza justificado por las variables independientes, tiene en cuenta el tamaño del conjunto de datos, y su valor es ligeramente inferior al de su correspondiente R^2 . Además se indican el error medio cuadrático (EMC) y el

promedio para los valores absolutos del error estimado (EMA) con su correspondiente desviación estándar.

Tabla 1. Valores de R^2 ajustado del modelo ($P < 0,0001$) y Error de estimación entre temperaturas observadas y calculadas por el modelo en el Sector NORTE. EMC: error medio cuadrático y EMA: promedio para los valores absolutos del error estimado (se incluye su desviación estándar).

Mes	R^2 ajustado	EMC	EMA	DEVEST
Enero	0,9528	0,8	0,7	0,4
Febrero	0,9563	1,0	0,9	0,5
Marzo	0,9542	0,8	0,6	0,4
Abril	0,9546	0,9	0,7	0,5
Mayo	0,9583	0,9	0,8	0,5
Junio	0,9229	1,0	0,9	0,5
Julio	0,9487	1,2	0,9	0,8
Agosto	0,9229	0,9	0,7	0,5
Septiembre	0,9468	0,8	0,7	0,5
Octubre	0,9470	0,8	0,7	0,4
Noviembre	0,9430	0,8	0,7	0,4
Diciembre	0,9338	0,9	0,8	0,5
Año		0,9	0,8	0,5

Tabla 2. Valores de R^2 ajustado del modelo ($P < 0,0001$) y Error de estimación entre temperaturas observadas y calculadas por el modelo en el Sector SUR. EMC: error medio cuadrático y EMA: promedio para los valores absolutos del error estimado (se incluye su desviación estándar).

Mes	R^2 ajustado	EMC	EMA	DEVEST
Enero	0,9221	0,7	0,6	0,5
Febrero	0,9229	0,8	0,7	0,5
Marzo	0,9442	0,8	0,6	0,6
Abril	0,9534	0,9	0,7	0,6
Mayo	0,9643	0,9	0,7	0,6
Junio	0,9574	0,9	0,7	0,6
Julio	0,9575	0,8	0,7	0,6
Agosto	0,9652	0,6	0,5	0,5
Septiembre	0,9600	0,6	0,5	0,4
Octubre	0,9430	0,6	0,5	0,4
Noviembre	0,9292	0,7	0,6	0,4
Diciembre	0,9201	1,0	0,8	0,6
Año		0,8	0,6	0,5

En todos los casos el R^2 ajustado supera a 0,92 mientras que, los errores cuadráticos medios son del orden del grado centígrado. Los valores expuestos permiten concluir que el modelo estadístico de estimación de temperaturas medias mensuales del aire, presenta un grado de ajuste muy aceptable.

ATLAS CLIMÁTICO DIGITAL

Se presenta aquí el Atlas Climático Digital de la República Argentina como una colección de mapas obtenidos por procesos computarizados de: precipitación anual, temperatura media mensual y anual, evapotranspiración potencial mensual y anual, balance hídrico anual e índice de De Martonne para todo el país.

El conjunto de mapas para cada variable se describe a continuación:

Mapa de precipitación anual

A partir del mapa de isoyetas realizado en este trabajo para la República Argentina, se generó por interpolación un mapa continuo de lluvias usando al efecto las herramientas *Spatial Analyst Tools; Interpolation, Topo to raster* de ArcMap. El mapa en formato *raster* forma parte del Atlas Digital como Mapa de Precipitación anual.

Mapas de temperatura media mensual

El programa ERDAS *Imagine* 9.1 permite relacionar valores digitales de mapas continuos (*raster*) georreferenciados, utilizando el módulo MODELER. En su oportunidad se generaron mediante esta tecnología, utilizando el modelo INTASAL-TEMP, mapas continuos de temperatura para el Norte de la provincia de Salta. (Benvenuti y Bianchi 1998), para la Alta Cuenca del Río Bermejo (Bianchi y Volante 1999) y para la región del Noroeste Argentino (Bianchi et al. 2006). En este trabajo, se obtuvieron los mapas digitales de temperatura media mensual del aire utilizando los nuevos coeficientes de ajuste del modelo generados para los dos sectores en que se dividió el país.

Con el fin de obtener los nuevos mapas en formato digital se utilizaron los programas existentes en soporte magnético (Bianchi y Volante 2005) que fueron diseñados para generar la cartografía climática antes citada. La figura 18 muestra un ejemplo del modelo ERDAS utilizado para la generación del mapa de temperatura media del mes de mayo en el sector Sur del país.

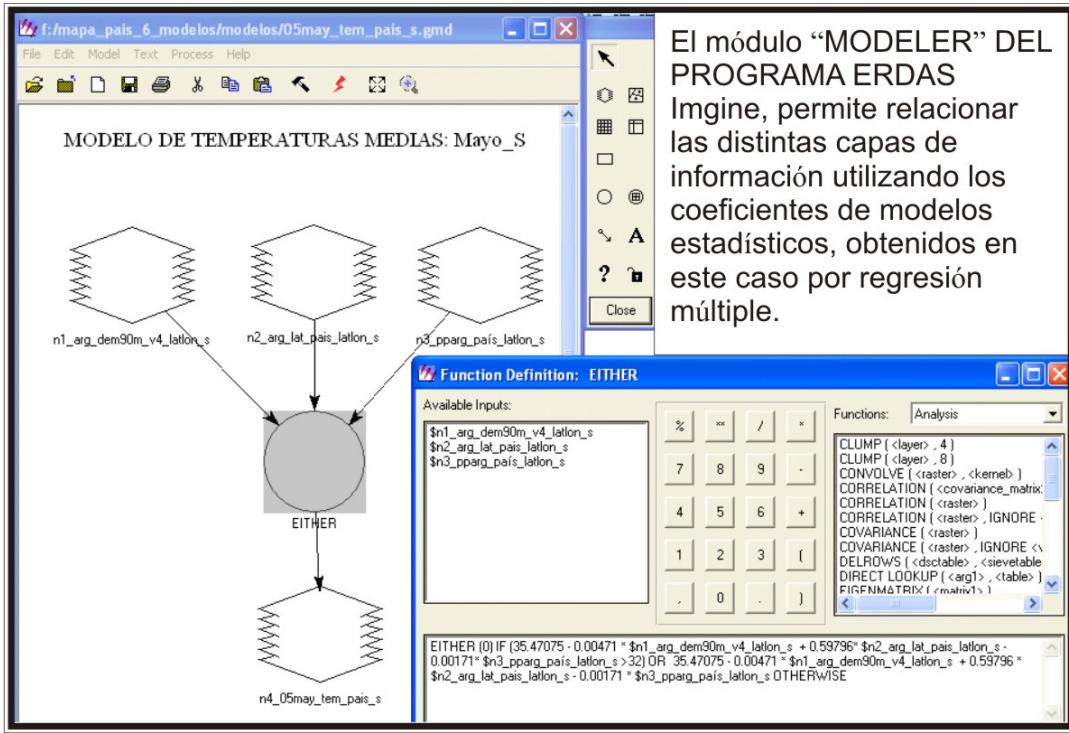


Figura 18. Módulo del programa ERDAS que permite generar en forma visual un modelo que relacione distintas capas de información para generar nueva cartografía, por ejemplo de temperatura media mensual.

La cartografía básica utilizada para generar el modelo corresponde a los tres factores que fueron considerados como los más importantes en la distribución geográfica de las temperaturas medias mensuales.

Variable altitud: DEM *Digital Elevation Models* (Modelo digital de elevaciones) obtenido por la misión de la Agencia Espacial de Estados Unidos (NASA 2005). El DEM utilizado es la versión 4 con un píxel de 90 m.

Variable latitud: Utilizando la función “*data generation, MAPY*” del módulo MODELER de ERDAS, se generó también con pixeles de 90 m un mapa continuo de latitudes.

Variable lluvia anual: Partiendo del mapa de isoyetas generado para todo el país, se procedió transformar por interpolación entre las isolíneas, el mapa de superficie continua de lluvia anual que integra este trabajo. Debido a limitantes del ordenador utilizado (capacidad del procesador) el trabajo debió realizarse determinando pixeles de 600 m de lado.

Utilizando los mapas en formato raster correspondientes a las variables consideradas como determinantes de la variabilidad espacial de la temperatura del aire (altitud, latitud y lluvia anual) se procedió a correr el Modelo de

El módulo “MODELER” DEL PROGRAMA ERDAS Imgine, permite relacionar las distintas capas de información utilizando los coeficientes de modelos estadísticos, obtenidos en este caso por regresión múltiple.

Temperaturas Medias para cada mes del año y, en cada uno de los sectores en que se dividió el país.

Posteriormente, mediante técnicas de SIG se procedió a unificar los dos sectores a fin de obtener la cartografía para la Argentina. Como ejemplo se presentan en la figura 19 los mapas correspondientes al mes más cálido (enero) y el más frío (julio).

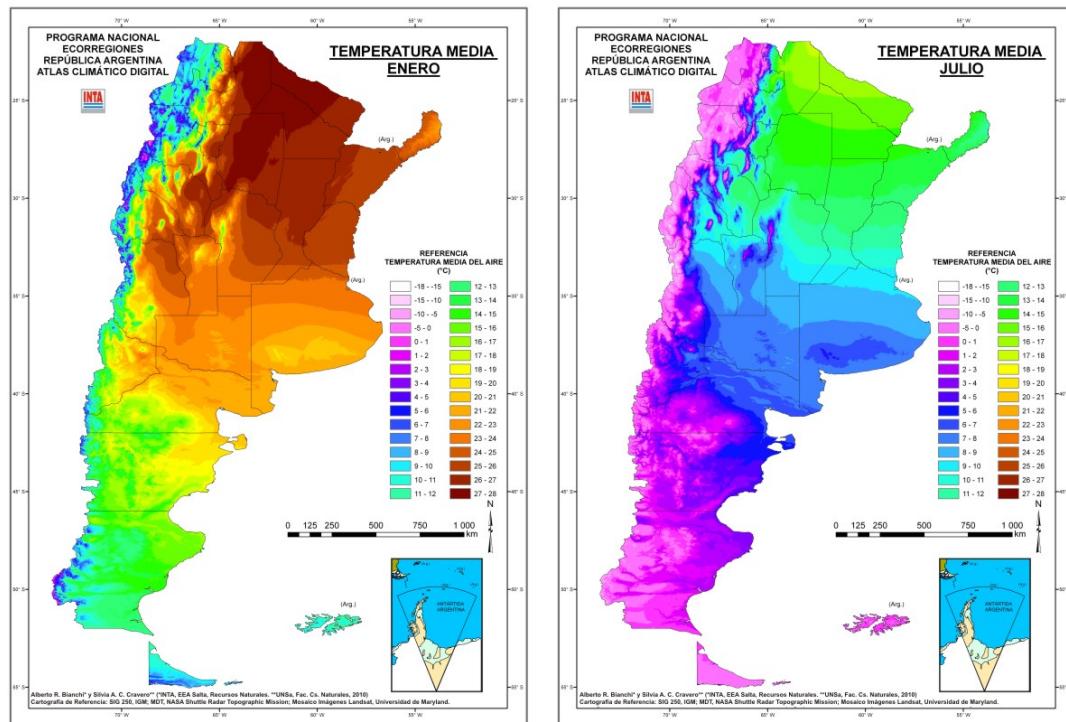


Figura 19. Mapas digitales de temperaturas medias mensuales del mes más cálido (ENERO) y el más frío (JULIO).

Mapas de Evapotranspiración Potencial Mensual

Al disponer de mapas continuos de temperatura media mensual para Argentina se pudieron obtener por procesos digitales, las cartas de evapotranspiración potencial para cada mes del año, utilizando el método de Thornthwaite para su cálculo y el módulo MODELER de ERDAS.

En 1948, Charles Thornthwaite acuña el término Evapotranspiración Potencial (EP) para referirse a la cantidad de agua que evaporaría el suelo y transpirarían las plantas (Thornthwaite 1948) si, tanto la cobertura vegetal del suelo como su contenido de humedad, estuvieran en condiciones óptimas. Esto implica que el suelo se encuentre en capacidad de campo y con una cubierta vegetal continua y en activo crecimiento.

Nótese el tiempo potencial de los verbos utilizados, lo que indica que se hace referencia a una situación ideal en cuanto al contenido de humedad, la que se podría producir en el suelo luego de una lluvia o riego abundante. También se podría interpretar como la cantidad de agua que necesitan las plantas para lograr un desarrollo acorde con su potencial genético.

La determinación empírica de la evapotranspiración potencial es un proceso complicado por lo que se han desarrollado diversos métodos para estimarla como una consecuencia de las características climáticas de un lugar. Entre los elementos climáticos que más influyen sobre la evapotranspiración se pueden citar: a) la disponibilidad de energía, b) el estado hídrico de la atmósfera y c) la velocidad del viento, cuyos datos no siempre se hallan fácilmente disponibles.

Thornthwaite estableció una relación empírica entre la evapotranspiración potencial y la temperatura del aire como un estimador de la disponibilidad de energía para evapotranspirar. Este método simple pero a su vez muy consistente, permite realizar una estimación razonablemente precisa de este parámetro, cuyo conocimiento es fundamental para realizar estudios geográficos del clima global. Así un balance hidrológico directo como el determinado al hallar la diferencia entre lluvia y evapotranspiración potencial permite lograr una idea bastante acertada de las áreas húmedas o con distintos grados de aridez.

La relación empírica propuesta por Thornthwaite se basa en la determinación de los índices calóricos mensuales (i) calculados en función de la temperatura media de cada mes del año mediante la fórmula:

$$i = (T_i / 5)^{1,514}$$

Sumando los 12 índices calóricos mensuales se obtiene el índice calórico anual, el que es utilizado para determinar el valor del término (a) que interviene en la fórmula de evapotranspiración potencial de cada mes (EP i), siendo:

$$a = 0,00000675 \times I^3 - 0,0000771 \times I^2 + 0,01792 I + 0,49239$$

$$EPi = 1,6 \times (10 T_i / I)^a$$

Los valores obtenidos mediante esta fórmula se identifican como EP mensual sin ajustar. Thornthwaite propone realizar un ajuste debido a la duración de la luz solar, dado que la apertura y cierre de los estomas, pequeños poros de las hojas por donde se produce la transpiración de las plantas, es regulado por la disponibilidad de luz entre otros factores, como la concentración de dióxido de carbono y la disponibilidad de agua.

Por lo tanto se realiza una corrección teniendo en cuenta dicha duración según la latitud del lugar y el mes considerado: $EPi (aj) = K (EPi)$ donde K es el coeficiente de ajuste. Realizando los procesos descritos se obtiene finalmente la evapotranspiración potencial ajustada para cada mes del año.

Basados en el método de Thornthwaite para el cálculo de evapotranspiración potencial a partir de temperatura media mensual y el módulo MODELER de ERDAS, se generó la cartografía correspondiente.

Mapa de Balance Hídrico Directo anual

La evapotranspiración potencial anual se obtiene sumando los valores de EP correspondiente a cada mes del año. Utilizando nuevamente el módulo MODELER de ERDAS se realizó la resta píxel/a píxel de los mapas digitales de precipitación y evapotranspiración anual (P-EP), obteniéndose un nuevo mapa en el que se visualiza las áreas con exceso y aquellas con déficit hídrico.

En el mapa incluido en el Atlas se destacan las zonas áridas de Argentina ubicadas sobre el relieve andino en el norte (Puna y Andes Áridos), las zonas desérticas entre la cordillera y las sierras pampeanas (bolsones Campo del Arenal, de Pipanaco, valle de Fiambalá y las llamadas travesías entre las Sierras de Córdoba y la Cordillera en San Juan y Mendoza); más al sur la árida meseta patagónica. Así también, quedan demarcadas la Pampa húmeda y semiárida, y las distintas zonas del Chaco según la disponibilidad hídrica: Húmedo, Subhúmedo, Semiárido y Seco.

Mapa de Índice de Aridez de De Martonne

El geógrafo francés Emmanuel De Martonne (1873-1955) desarrolló a lo largo de su vida una amplia labor docente de difusión de la geografía como ciencia experimental y estableció su conocido índice de aridez (1926), de una simplicidad absoluta ya que se calcula hallando el cociente entre la precipitación y la temperatura del aire más el número diez ($I_a = P / (T + 10)$).

Estableció los rangos que corresponden a los distintos tipos de clima tal como se presenta en la siguiente tabla (Almorox 2009):

I_a	CLIMA
>60	Per-húmedo
60-30	Húmedo
30-20	Sub-húmedo
20-15	Semiárido (mediterráneo)
15-5	Árido (estepario)
5-0	Árido extremo (desierto)

Utilizando el modelo de ERDAS, se obtuvo el mapa incluido en el Atlas con el índice propuesto por De Martonne.

Características utilitarias de la cartografía digital climática

Una característica importante de la cartografía continua (en formato *raster*) es que cada celda (*píxel*) tiene un valor de la variable considerada y es posible recorrer el mapa con el *mouse* y visualizar los distintos valores.

En la figura 19 se presenta un ejemplo en el que se puede visualizar esta propiedad de la cartografía digital. Se trata del mapa de temperatura media del mes de enero y el valor observado en el punto señalado por el *mouse* es de 27,7777 (27,8°C). Como se indica en la figura, el desvío de la estimación cartográfica con los valores decádicos publicados por el Servicio Meteorológico Nacional es de sólo 2 o 3 décimas de grado. Corresponde a la localidad de Rivadavia, en el Chaco semiárido salteño, que debido a que el registro de la máxima absoluta para el subcontinente (48,9°C) se obtuvo en la estación climatológica de esta localidad del Noroeste, en un trabajo del eminente climatólogo Dr. Fritz Prohaska, fue denominada como “Polo de Calor de América del Sud” citado por Ledesma (2009).

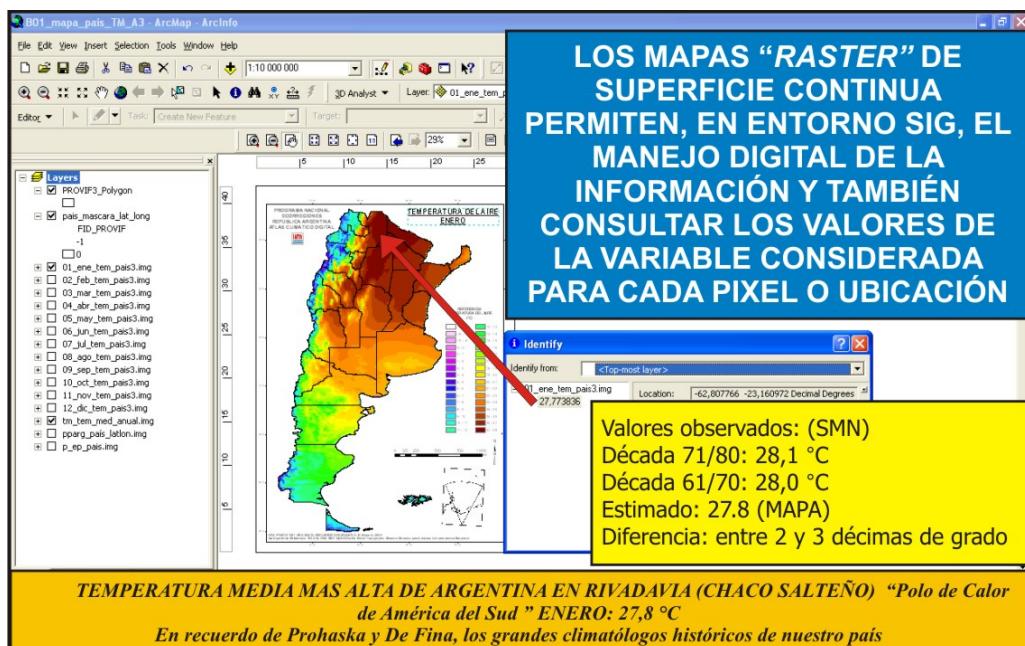


Figura 19. Ejemplo de visualización en entorno SIG de los valores correspondientes a los *píxeles* del mapa digital en este caso de temperatura media del mes de Enero y que corresponde a la localidad de Rivadavia en el Chaco Semiárido.

Otra característica, quizás la más importante, es que se pueden utilizar los mapas obtenidos en este formato para el cálculo de otros parámetros climáticos, como se hizo en este trabajo al estimar la Evapotranspiración potencial a partir de mapas continuos de temperatura media mensual por procesos digitales, utilizando el método de Thornthwaite para su cálculo y el módulo MODELER de ERDAS.

También los mapas de superficie continua pueden intervenir como “capa climática” en procesos de análisis de las posibilidades de uso del territorio con finalidad de lograr un ordenamiento territorial lo más despojado de subjetividades posible. Por ejemplo mediante la metodología de análisis multicriterio en los Sistemas de Información Geográfica.

AGRADECIMIENTOS

A Ana Teresa Gómez, Jefe Departamento CIM del Servicio Meteorológico Nacional por el envío de las Estadísticas Climatológicas de 1991-2000.

Al Lic. Daniel Cielak, Administrador del Banco de Datos Hidrológicos de la Secretaría de Recursos Hídricos de la Nación por la información suministrada para realizar este trabajo.

A Carlos Guanca por su colaboración en la digitalización de gran parte de los datos utilizados en la generación del modelo.

Al Lic. Carlos Luís Bianchi, por su colaboración en la digitalización del mapa de isoyetas del sur y este del país y su unión con el respectivo mapa del Noroeste Argentino

A la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE) por haber facilitado las imágenes Landsat y SAC-C.

A la Prof. Rosalinda Ortale por las correcciones al mapa base del Atlas para su aprobación por el IGN.

A la Ing. Agr. Erica Colombani del área de Agrometeorología de la EEA Chubut del INTA, por su colaboración en ocasión de visitar la Estación Experimental para consultar sobre las precipitaciones en las provincias patagónicas.

A Ana Sofía Bianchi por la digitalización de las figuras incluidas en este trabajo.

A todas aquellas personas que permitieron desinteresadamente acceder a información climática. Se destaca aquí al Sr. Martín Arias de la ex Red Agrometeorológica de la provincia de Salta, Oscar Di Santo de la ex Empresa de Agua y Energía Eléctrica de la Nación y al Ing. Ricardo F. Souillhe y al Sr. Hugo Cazón de Hidráulica de la provincia de Jujuy.

A los ingenieros agrónomos Antonio Pascale y Antonio Mangialavori, por la lectura crítica de este trabajo y las importantes sugerencias realizadas.

Cerrillos (Salta), junio 2010.

BIBLIOGRAFÍA

ALMOROX, J. 2009. Climatología aplicada al Medio Ambiente y Agricultura.
<http://ocw.upm.es/ingenieria-agroforestal/climatologia-aplicada-a-la-ingenieria-y-medioambiente/contenidos/indicesclimaticos/indiceessimples.pdf1>

ARIAS, M y BIANCHI, A.R.. 1996. Estadísticas Climatológicas de la provincia de Salta, Gobierno de Salta – INTA.

BAKER,D.G.; KUEHANAST, E.L. y ZANDLO, J.A. 1985. *Climate of Minnesota, part XV. Normal temperatures (1951-80) and their application.* Agric. Exp. Station, Univ. of Minnesota, 66 p.

BARROS, V.R., SIAN, B.V. y MATTIO, H.F. 1979. Campos de precipitación de la provincia de Chubut (período 1931-1960).

BARRY, R.G. y CHORLEY, R.J. 1984. Atmósfera, tiempo y clima. Ed. Omega S.A. 4^a Edición. Barcelona, 499 p.

BENVENUTI, M. y BIANCHI, A.R. 1998. Un modelo ERDAS para generar mapas de temperatura medias mensuales. Florencia, Italia, Inédito.

BIANCHI, A.R. 1981. Mapa de isohietas anuales (1:500.000) *in* BIANCHI, A.R. 1981. Las precipitaciones en el Noroeste Argentino. Asociación Cooperadora, INTA, EEA SALTA.

BIANCHI, A.R. y YÁÑEZ, C.E. 1992. Las precipitaciones en el Noroeste Argentino. INTA, EEA SALTA. Disponible en:

Texto:

http://www.inta.gov.ar/prorenoza/zonadescarga/Precip_NOA/Precipitaciones_noa.pdf

Base de datos mensuales de precipitaciones en el Noroeste Argentino - Periodo 1934-1990.

http://www.inta.gov.ar/prorenoza/info/resultados/Precip_NOA/base_precipitacion_noa.asp

BIANCHI, A.R. NIEVA, I.J. y YÁÑEZ, C.E.. 1994 Un modelo simple de regresión lineal para la estimación de temperaturas medias mensuales regionales. RIA 25 (3): 35-54. INTA. Argentina.

BIANCHI, A. R. y VOLANTE, J. N. 1999. Mapas digitales de temperaturas medias del aire para la Alta cuenca del Río Bermejo. Primeras Jornadas de Sistemas de Información Geográfica. Santiago del Estero. Noviembre de 1999. Disponible en:

http://www.inta.gov.ar/prorenoza/info/resultados/mapastempera_bermejo/temp_cuencabermejo.htm

BIANCHI, A.R. 2005. Mapa de isohietas anuales sobre mosaico de imágenes SAC-C publicado en formato póster (60 x 90 cm.). INTA, EEA SALTA.

BIANCHI, A. R. y VOLANTE, J. N. 2005. Cartera de programas del módulo MODELER de ERDAS para cartografía climática existente en INTA EEA SALTA en soporte magnético.

BIANCHI, A. R., VOLANTE, J. N., ELENA, H. y CABRAL, C. 2005. Mapa digital de temperaturas medias mensuales, evapotranspiración potencial y precipitación menos evapotranspiración potencial. Disponible en:
http://www.inta.gov.ar/prorenoar/info/resultados/mapa_temp/mapaTemp_media.htm

BIANCHI, A. R. y CRAVERO, S.A.C. 2009. Modelo de regresión lineal para la estimación de temperatura media mensual del aire en Argentina. Actas de las V Jornadas de Ciencia y Tecnología de Facultades de Ingeniería del NOA, Universidad Nacional de Salta.

CHIOZA, E.M. y GONZÁLEZ VAN DOMSELAER. 1958. Tomo II, Capítulo I, Clima. In: De Aparicio, F. y Difrieri H. A. Argentina: Suma de Geografía, Editorial Peuser. Buenos Aires.

CLAUSSE, R. y FACY, L. 1968. Las nubes. Ed. M. Roca. Barcelona. 191 p.

CORREA DE TEMCHUK, M., OLINUCK, J.A. y PEDEMONTE, R. 2003. Contornos de lluvia para la Provincia de Misiones, Análisis geoestadístico INTA, Cerro Azul, Informe Técnico N° 85.

CREATIVE COMMONS. 2009. Circulación general de la atmósfera.
<http://club.telepolis.com/geografo/clima/circulacion.htm>

DE FINA, A.L. 1992. Aptitud agroclimática de la República Argentina, Academia Nacional de Agronomía y Veterinaria. 402 p

DE LA CASA, C. A. y OVANDO, G. G. 2006. Influencia de Episodios El Niño-Oscilación Sur (ENOS) sobre la precipitación y el rendimiento de maíz en la Provincia de Córdoba, Argentina. Agricultura Técnica (Chile) 66(1):80-89.

ESPINOZA, M.N. 2002. Estudio de la precipitación en el Departamento de Puno, período septiembre del 2000 a marzo del 2001. Instituto Geofísico de Perú. V. 3 p.71-82.

http://khatati.igp.gob.pe/cns/servicios/biblioteca_cndg/rev2001_pdf/clima_magda.pdf

FRERE, M., RIJKS, J.Q. y REA, J. 1975. Estudio agroclimatológico de la zona andina. FAO, UNESCO, OMM, Roma 375 p.

GOOGLE EARTH. 2009. U.S Dept of State Geographer, Europa Technologias, Tele Atlas. Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA. GEBCO. Imágenes obtenidas en forma gratuita en Internet.

HOFFMANN, J.A.L. 1971. Grupo de trabajo atlas climático, Asociación Regional III.OMMSMNUBA. La distribución geográfica de las precipitaciones en el Noroeste Argentino. Meteorológica, Vol. II. pp. 230-343.

IGM-CONAE. 2005?. Mosaico de imágenes del satélite argentino SAC-C cedido a INTA por CONAE en formato digital (pdf).

IGN. 2009. Puntos extremos de la República Argentina.

http://www.ign.gob.ar/republica_argentina

INTA. 2007. Mosaico de imágenes MODIS, Laboratorio de Teledetección, EEA Salta.

JACKSON, I.J. 1977. *Climate, water and agriculture in the tropics*. Ed. Longman. N. York. 248 p.

JOBBÁGY, E.G., PARUELO, J.M. y LEÓN R.J.C. 1995. Estimación del régimen de precipitación a partir de la distancia a la cordillera en el Noroeste de la Patagonia. Ecología Austral: 5:47-53.

LEDESMA, N. R. (2009). La verdad sobre el clima de Santiago.

<http://www.republicadelnoa.com.ar/escritores/ledesma.htm>

LESSMANN, H. 1972?. Clima de la Alta Cuenca del río Bermejo, Distribución anual media de las precipitaciones de la Cuenca. Documento provisorio OEA.

NASA 2004. Imagen del Ciclón Catarina producido el 27 de marzo de 2004 http://es.wikipedia.org/wiki/Archivo:Hurricane_Catarina.jpg Archivo de dominio público.

NASA. 2005. Modelo Digital de Elevaciones (Shuttle Radar Topographic Misión, SRTM) obtenido en forma gratuita de la pagina de Internet <http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp>

NINYEROLA, M., PONS, X. y ROURE, J.M. 2005. Atlas climático digital de la Península Ibérica. Metodología y aplicaciones en bioclimatología y geobotánica. Universidad Autónoma de Barcelona. Disponible en:
<http://opengis.uab.es/wms/iberia/pdf/acdpi.pdf>

OORT, A.H. 1982. El ciclo de la energía de la Tierra. In: *Scientific American*. La biosfera. Alianza Ed. pp. 33-53.

REBELLA, C., CARBALLO, S., HARTMANNN, T. y MERCURI P. 1999. Evento El Niño 1997-98. Utilización de información satelital en la evaluación del impacto de las inundaciones sobre las producciones agropecuarias y

forestales.

http://www.conae.gov.ar/WEB_Emergencias/Links_de_la_Izquierda/Inundaciones/Informes_Realizados/Evento_Ninio_97_98/ninio2/INTA/Ninio.html

REGIÓN DE LOS LAGOS. 2009. Mapa de isoyetas de Chile.

<http://www.regiondeloslagos.cl/sig/Isoyetas.htm>

SECRETARÍA DE RECURSOS HÍDRICOS DE LA NACIÓN. (Banco de Datos Hidrológicos). Información de temperatura media mensual, precipitación y humedad relativa en soporte magnético.

SMN. 1960. Atlas Climático de la República Argentina

. SMN, Buenos Aires.

SMN, 1986a. Estadísticas climatológicas 1971 – 1980, Buenos. Aires. 169 p.

SMN, 1992b. Estadísticas climatológicas 1981 – 1990, Buenos. Aires. 709 p.

SMN, 2008?c. Estadísticas climatológicas 91 – 2000, Información en soporte magnético.

STRAHLER, A.N. 1989. Geografía Física. Ed. Omega. 3^a Edición. Barcelona. 550 p.

THORNTHWAITE, C. W. 1948. *An approach toward a rational classification of climate*. Reprinted from The Geographical Review, 38 (1): 55-94. citado en: http://www.criba.edu.ar/meteoro/Downloads/BHS_web.pdf

UNIVERSIDAD DE MARYLAND, 2008. Mosaico de imágenes Landsat. Laboratorio de Teledetección. INTA. EEA Salta

CONTRATAPA

Al analizar la aptitud de uso de las tierras, el primer factor a considerar en una escala global es el climático. El Atlas Climático Digital combina e integra información mediante su análisis utilizando los Sistemas de Información Geográfica (SIG). Esta forma de generación cartográfica posibilita un aumento en su nivel de objetividad.

Contar con mapas de superficies continuas (formato *raster*) de las variables climáticas en entorno SIG, también facilita su integración con información generada por otras áreas del conocimiento, tanto ambiental (edafología, fitogeografía), como información de índole económica y/o social, buscando de esta forma ofrecer herramientas para un uso más sustentable del territorio.

Los conceptos, fundamentos y descripción climática que acompañan a la cartografía, se basa en las clases dictadas durante el cursado de la materia Agroclimatología de las carreras de Ingeniería Agronómica e Ingeniería en Recursos Naturales de la Universidad Nacional de Salta. En la clase final de la asignatura, se realiza una descripción del clima del país y en particular, del Noroeste Argentino, tratando de utilizar la mayor parte de los conocimientos incorporados durante el curso.

Esta publicación ofrece una descripción climática básica del país y está destinada a estudiantes universitarios y a toda persona interesada en el tema. Se describe además, en forma resumida, la metodología utilizada para generar la cartografía digital y las propiedades más importantes de la misma.

Los DVD con la información en formato digital (*raster*) correspondiente a los mapas que se presentan en este Atlas puede ser adquirida en la Biblioteca y para consultas técnicas dirigirse al Laboratorio de Teledetección de la EEA Salta.

LOS AUTORES

Biblioteca

Sra. Cristina Samaniego
sabiblio@correo.inta.gov.ar

Laboratorio de Teledetección

Lic. Hernán Elena
hernan@correo.inta.gov.ar

Comité Editorial y de Publicaciones

Estación Experimental Agropecuaria Salta

Ruta Nac. 68 – Km 172 – (4403) Cerrillos – Salta - C.C. 228 (4400) Salta
Tel.: (0387)4902081 - 4902087 - 4902224 – Fax: Interno 185 - E-mail:
esalta@correo.inta.gov.ar

Al analizar la aptitud de uso de las tierras, el primer factor a considerar en una escala global es el climático. El Atlas Climático Digital combina e integra información mediante su análisis utilizando los Sistemas de Información Geográfica (SIG). Esta forma de generación cartográfica posibilita un aumento en su nivel de objetividad.

Contar con mapas de superficies continuas (formato raster) de las variables climáticas en entorno SIG, también facilita su integración con información generada por otras áreas del conocimiento, tanto ambiental (edafología, fitogeografía), como información de índole económica y/o social, buscando de esta forma ofrecer herramientas para un uso más sustentable del territorio.

Los conceptos, fundamentos y descripción climática que acompañan a la cartografía, se basa en las clases dictadas durante el cursado de la materia Agroclimatología de las carreras de Ingeniería Agronómica e Ingeniería en Recursos Naturales de la Universidad Nacional de Salta. En la clase final de la asignatura, se realiza una descripción del clima del país y en particular, del Noroeste Argentino, tratando de utilizar la mayor parte de los conocimientos incorporados durante el curso.

Esta publicación ofrece una descripción climática básica del país y está destinada a estudiantes universitarios y a toda persona interesada en el tema. Se describe además, en forma resumida, la metodología utilizada para generar la cartografía digital y las propiedades más importantes de la misma.

La información en formato digital (raster) correspondiente a los mapas que se presentan en este Atlas puede ser adquirida en la Biblioteca o en el Laboratorio de Teledetección de la Estación Experimental Agropecuaria Salta.

LOS AUTORES

Biblioteca

Sra. Cristina Samaniego

sabiblio@correo.inta.gov.ar

Laboratorio de Teledetección

Lic. Hernán Elena

hernan@correo.inta.gov.ar

Centro Regional Salta-Jujuy

Estación Experimental Agropecuaria Salta

Ruta Nac. 68 – Km 172 – (4403) Cerrillos – Salta - C.C. 228 (4400) Salta

Tel.: (0387)4902081 - 4902087 - 4902224 – Fax: Interno 185 - E-mail:

esalta@correo.inta.gov.ar