

SECRETARÍA DE AGRICULTURA, GANADERÍA, PESCA Y ALIMENTACIÓN
OFICINA DE RIESGO AGROPECUARIO

INSTITUTO NACIONAL DE TECNOLOGÍA AGROPECUARIA
CENTRO REGIONAL SALTA-JUJUY
ESTACIÓN EXPERIMENTAL AGROPECUARIA SALTA
CENTRO REGIONAL TUCUMÁN-SANTIAGO
ESTACIÓN EXPERIMENTAL AGROPECUARIA SANTIAGO DEL ESTERO

Proyecto Riesgo Agropecuario
(Convenio Específico N° 3 al Convenio N° 141 INTA-SAGPYA)

**BASE DE DATOS MENSUALES DE PRECIPITACIONES DEL
NOROESTE ARGENTINO.**

A.R. Bianchi, Yáñez, C.E., Acuña, L.R.

2005

BASE DE DATOS MENSUALES DE PRECIPITACIONES DEL NOROESTE ARGENTINO.

A.R. Bianchi, Yáñez, C.E., Acuña, L.R.

SALMO PLUVIAL

Tormenta

*Érase una caverna de agua sombría el cielo;
el trueno, a la distancia, rondaba su peñón
y una remota brisa de conturbado vuelo,
se acidulaba en tenue frescura de limón.*

*Como caliente plen exhaló el campo seco
un relente de trébol lo que empezó a llover.
Bajo la lenta sombra, colgada en denso fleco,
se vió al cardal con vívidos azules florecer.*

*Una fulmínea verga rompió el aire al soslayo;
sobre la tierra atónita cruzó un pavor mortal;
y el firmamento entero se derrumbó en un rayo,
como un inmenso techo de hierro y de cristal.*

Lluvia

*Y un mimbreral vibrante fue el chubasco resuelto,
que plantaba sus líquidas varillas al trasluz,
o en pajonales de agua se espesaba revuelto,
descerrajando al paso su prodigo arcabuz.*

*Saltó la alegre lluvia por taludes y cauces;
descolgó del tejado sonoro caracol;
y luego allá a los lejos, se desnudó en los sauces,
transparente y dorada bajo un rayo de sol.*

Calma

*Delicia de los árboles que abrevó el aguacero.
Delicia de los gárrulos raudales en desliz.
Cristalina delicia del trino del jilguero.
Delicia serenísima de la tarde feliz.*

Plenitud

*El cerro azul estaba fragante de romero,
y en los profundos campos silbaba la perdíz.*

Leopoldo Lugones.

CONSIDERACIONES

Se quiere dejar expreso agradecimiento a todos aquellos que con gran desinterés permitieron acceder a la información que se presenta, rescatándola de un anonimato inmerecido. A los observadores, por su dedicación, la más de las veces no cabalmente reconocida y que, actuando en el calor del Chaco, en el sopor de la Selva o en la fría aridez de la Puna, día tras día, fueron recolectando pacientemente los datos que muchas veces no tenían para ellos apariencia de frutos que pudieran ser de una utilidad cierta. Sin embargo sólo su constante tarea permitió realizar una cosecha como la que aquí se presenta, usufructuando tantos esfuerzos que expresamente se quiere reconocer y que tal vez pueda llegar a considerarse, como en la poesía de Lugones, el final feliz de una acción consecuente; acción que lamentablemente no ha tenido la suficiente continuidad. La década del 90 con su altivo desprecio por lo estatal, no sólo se llevó el haber de los argentinos sino que terminó entre muchas otras cosas, también con la posibilidad de seguir manteniendo la toma de información climática.

A.R. Bianchi

ÍNDICE

BASE DE DATOS MENSUALES DE PRECIPITACIONES DEL NOROESTE ARGENTINO.....	2
<i>SALMO PLUVIAL</i>	2
CONSIDERACIONES	2
ÍNDICE	3
BASE DE DATOS MENSUALES DE PRECIPITACIONES DEL NOROESTE ARGENTINO.....	5
RESUMEN	5
DESCRIPCIÓN DE LA BASE DE DATOS	5
LAS PRECIPITACIONES EN EL NOROESTE ARGENTINO	6
INTRODUCCIÓN	6
DESCRIPCIÓN REGIONAL Y EL ORIGEN DE LAS LLUVIAS.....	6
DESCRIPCIÓN REGIONAL	6
Ubicación y superficie	6
Regiones, paisaje y relieve	6
Región de los Andes	6
Región de las Sierras	8
Región del Chaco Occidental	8
EL ORIGEN DE LAS PRECIPITACIONES.....	9
Estados físicos del agua en la atmósfera y los intercambios de calor	9
Humedad atmosférica	10
Condensación del vapor de agua	10
Enfriamiento del aire por expansión.....	11
Ascenso del aire en la atmósfera	12
Saturación y condensación	12
Agua precipitable.....	13
Crecimiento de la gota de lluvia.....	13
Congelación del agua en la atmósfera	14
Núcleos gigantes de condensación	14
Síntesis del proceso de formación de la nube hasta alcanzar la precipitación	14
EL AGUA COMO VAPOR EN LA ATMÓSFERA	15
Distribución del agua en la Tierra	15
Distribución del vapor de agua.....	15
CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA	16
Distribución de las presiones y dirección de los vientos.....	16
Sobre una Tierra inmóvil.....	16
Sobre una Tierra que gira	16
Desigual calentamiento de tierras y mares	17
El calentamiento de la atmósfera.....	17
CENTROS DE PRESIÓN Y RÉGIMEN DE PRECIPITACIÓN REGIONAL	18
MASAS DE AIRE Y FRENTE	20
Masas de aire subcontinentales.....	20
Masa Polar (Pmp)	20
Masa Tropical Continental (Tc)	20
Masa Tropical Marítima (Tma)	20
Masa Ecuatorial Continental (Ec).....	21

Las masas de aire y su efecto sobre el clima del Noroeste.....	21
LLUVIAS OROGRÁFICAS.....	21
LAS LLUVIAS EN EL NOROESTE	22
Las lluvias en los valles	29
Las lluvias en La Puna.....	33
Las lluvias en el chaco occidental	34
Las lluvias sobre el umbral al chaco.....	35
ALTERACIONES SOBRE EL OCÉANO PACIFICO Y SU POSIBLE INFLUENCIA SOBRE LAS LLUVIAS DEL NOROESTE ARGENTINO.....	35
El fenómeno ENSO	35
Influencia sobre el Noroeste.....	36
RECOPILACIÓN DE LA INFORMACIÓN PLUVIOMÉTRICA	37
fuentes de la informacion recopilada.....	37
Organismos nacionales	37
Organismos provinciales	37
Fuentes particulares:	37
DESCRIPCIÓN DE LA INFORMACIÓN	37
ANTECEDENTES REGIONALES	38
BIBLIOGRAFÍA	38
AGRADECIMIENTOS.....	41

BASE DE DATOS MENSUALES DE PRECIPITACIONES DEL NOROESTE ARGENTINO.

A.R. Bianchi, Yáñez y C.E., Acuña

RESUMEN

Debido a la forma muy irregular en que se distribuyen geográficamente las lluvias en el Noroeste Argentino, consecuencia del marcado componente orográfico regional, su estudio requiere de un elevado número de observaciones puntuales. Por ello se realizó una exhaustiva recopilación de la información mensual de lluvias y una descripción de las condiciones físicas que determinan las características pluviométricas regionales. Con esa información se organizó una base de datos que posibilite múltiples consultas utilizando como fuente original la información de los archivos en formato digital que dieron origen a la publicación "Las precipitaciones en el Noroeste Argentino" (*).

Los datos pertenecen a 450 localidades y sitios de la región y 26 de provincias vecinas. El período básico corresponde a 1934/90.

(*) Bianchi, A.R. Yáñez, C.E. 1992. Las precipitaciones en el Noroeste Argentino, 2^{da} Ed. INTA, EEA SALTA,

DESCRIPCIÓN DE LA BASE DE DATOS

Elena, H.J., Tolaba Martinez, F.G. y Van Meer, H.

El manejo de un importante volumen de información como el que aquí se presenta requiere la utilización de herramientas informáticas que permitan acceder a dicha información de manera lo más eficientemente posible. La base de datos se diseñó utilizando ACCESS para lograr un manejo de grandes cantidades de datos en forma sencilla y dinámica. Dicha base permitirá almacenar de aquí en adelante toda la información meteorológica que el Proyecto recopile en la región del Noroeste Argentino.

Formato:

La Base de Datos se encuentra diseñada y estructurada en formato MDB, es decir construida con el programa Microsoft Access que soporta el modelo de Bases de Datos Relacionales.

Contenido:

La Base de Datos cuenta con tablas de PROVINCIAS, LOCALIDADES (del NOA), PRECIPITACIONES con más de 18.000 registros. Se destaca que la mayoría de las localidades de Santiago del Estero tiene sus registros actualizados hasta el año 2000 y en algunos casos hasta el 2003.

También se han incorporado tablas de mediciones diarias de numerosas variables, como tablas de Evapotranspiración (E_t), tablas con las Localidades con períodos faltantes de registro, indicando la cantidad de años faltantes e intervalo de los mismos.

LAS PRECIPITACIONES EN EL NOROESTE ARGENTINO

A.R. Bianchi y Yáñez, C.E.

INTRODUCCIÓN

En el Noroeste Argentino, el agua es uno de los principales, tal vez el principal factor que condiciona las características y el uso de los recursos suelo, flora y fauna. El otro importante factor agroclimático: la disponibilidad de energía, debido a la situación tropical de la región, sólo podría constituirse en limitante en las muy altas regiones andinas. Por ello la posibilidad de realizar la práctica de la agricultura, de la ganadería o la forestación, así como la existencia y desarrollo de praderas y bosques naturales, está fuertemente determinado por el volumen y época de ocurrencia de las lluvias. Además es en la región el más importante agente de erosión del suelo, especialmente allí donde el hombre ha modificado sin mayores prevenciones el paisaje natural. Consecuentemente, se considera muy importante conocer la distribución espacial de las precipitaciones y por ser esta muy irregular, consecuencia de la fuerte orografía regional, es necesario contar con un importante número de observaciones puntuales. Ello motivó la realización de una exhaustiva recopilación de la información pluviométrica con el fin de lograr una amplia base de datos. Como objetivos consecuentes se fija la realización de cartografía temática en una escala aceptable de trabajo y la aplicación de modelos climáticos para delimitar los dominios de recomendación de cultivos y prácticas agrícolas, ganaderas y forestales en forma más cuantitativa.

DESCRIPCIÓN REGIONAL Y EL ORIGEN DE LAS LLUVIAS

A.R. Bianchi

DESCRIPCIÓN REGIONAL

Ubicación y superficie

El Noroeste Argentino (NOA) se ubica aproximadamente entre los paralelos de 22 y 30 grados de latitud Sur y los meridianos de 62 y 69 de longitud Oeste (mapa 1). Las provincias que abarca la región y su superficie, entre paréntesis y expresada en kilómetros cuadrados, son: Jujuy (52.219), Salta (154.775), Tucumán (22.524), Santiago del Estero (135.254), Catamarca (99.818) y La Rioja (92.331) que hacen un total de 557.921 kilómetros cuadrados.

Regiones, paisaje y relieve

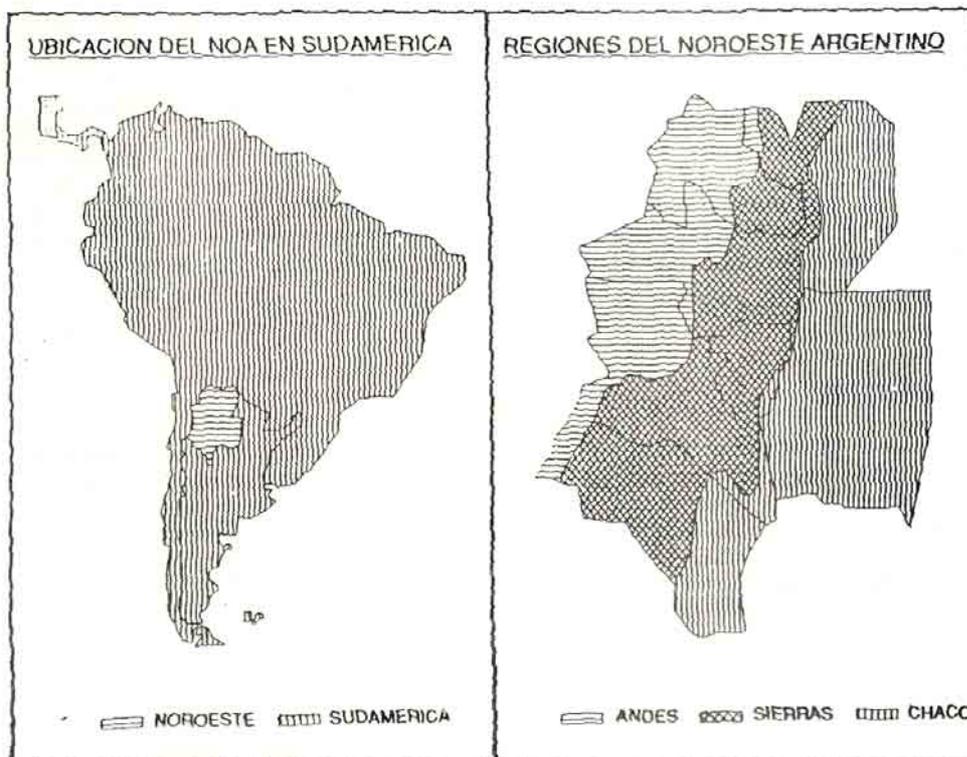
Tres regiones bien diferenciadas pueden determinarse para el Noroeste Argentino: los Andes, las Sierras y el Chaco Occidental (mapa 2).

Región de los Andes

La Cordillera de los Andes se extiende sobre todo el subcontinente de América del Sur con una dirección meridiana y una longitud de unos 6.000 km, recostada sobre las costas del Océano Pacífico. Esta impresionante dorsal montañosa se inicia en el extremo Sur continental y aproximadamente a partir del paralelo de 35 grados de latitud Sur, presenta un frente continuo de más de 4000 m de altura prácticamente hasta

hundirse en el Caribe. Ejerce efectos muy importantes sobre el tiempo y el clima subcontinental.

Mapa 1- Ubicación del Noroeste Argentino en el subcontinente sudamericano y en la Argentina



Mapa 1- Ubicación del Noroeste Argentino en el subcontinente sudamericano y en la Argentina Mapa 2 – Regiones del NOA

En el Noroeste la dorsal andina constituye la parte más occidental de la región. El sector ubicado al Norte del paralelo de 27 grados recibe el nombre regional de Puna, continuación hacia el Sur del Altiplano Boliviano y hacia el Este de la Puna de Atacama chilena. Es una altiplanicie que en la parte argentina se desdibuja un tanto al presentar cadenas montañosas en la misma dirección meridiana, que separan amplios bolsones relativamente planos; también la región presenta en su borde oriental, altas sierras que reciben el nombre de Cordillera Oriental o también Borde Elevado de Puna. La aridez regional que se acentúa hacia el Sudoeste, no permite el surgimiento de sistemas hídricos importantes que pudieran vencer el cerrojo orográfico. Por lo tanto se presentan cuencas hidrográficas endorreicas que desaguan en lagunas más o menos permanentes en el Norte o en salares hacia el Sur, coincidiendo con la aridez más acentuada en esa dirección. El límite Sur de la Puna lo constituye la cordillera de San Buenaventura, que puede considerarse como un enorme escalón entre el altiplano de la Puna y los valles de Chaschuil y Fiambalá, tal como se puede apreciar en la respectiva imagen satelital. Hacia el Sur de la Puna se presentan los llamados Andes áridos, cadena montañosa continua con picos que superan los 6000 m y que debido a la aridez acentuada recién a esa altitud se presenta el límite inferior de las nieves, tal como sucede en el Cerro Bonete o en el Llullaillaco, en el que se alcanza el límite nival más elevado que se conoce en la Tierra.

Región de las Sierras

Al Este de la región de los Andes se suceden una serie de valles, bolsones y sierras que configuran una región un tanto heterogénea, motivada por un paisaje cambiante que determina una configuración ambiental un tanto complicada; especialmente en lo referido a la distribución de los parámetros climoedáficos determinantes de la actividad productiva.

Los valles y bolsones de la parte Sur de la región son determinados por las sierras Pampeanas entre las que se destacan, desde el río Juramento al Norte en un frente casi continuo, las sierras del Crestón y de las Cumbres Blancas, Carahuasi, Cumbres Calchaquíes, Aconquija y Ancasti hasta que esta última se hunde en la llanura. Estas sierras alcanzan notable altura a partir de la llanura, cuyo piso se encuentra en el orden de los 400 m cuando comienza el piedemonte y se llega a más de 5.000 m en algunas cumbres (Nevados del Aconquija, Cerro El Bolsón 5.550 m,). Se convierten entonces, en factores climáticos determinantes de paisajes selváticos en las laderas orientadas al Este o extremadamente áridos sobre la opuesta, así como sobre los valles y bolsones ubicados más al Oeste, en los que los habitantes se han refugiado en verdaderos oasis rodeados por el desierto.

Hacia el Oeste se destacan las sierras de Quilmes o del Cajón, las de Belén, Ambato, Velasco, Fiambalá y Famatina. Estas sierras determinan los bolsones y valles áridos y semiáridos del Oeste como el de San Fernando del Valle de Catamarca o el piedemonte riojano que sostienen sendas capitales provinciales ubicadas en oasis de riego. Más al Oeste se presentan de Norte a Sur los Valles Calchaquíes, el bolsón Campos del Arenal y el del Salar de Pipanaco y aún más hacia occidente los valles de Fiambalá, Chaschuil, Chilecito y Vinchina.

La parte Norte de la región se caracteriza por la presencia de las sierras Subandinas, mucho más bajas que las Pampeanas, con una altitud del orden de los 2.000 m. No ofrecen frentes de notable continuidad como aquellas, sino que son atravesadas por importantes cursos de aguas que tienen sus cuencas superiores adosadas como garras al flanco Este del alto cuerpo de la Puna. Sin constituirse en barreras climáticas definitivas ejercen sin embargo un importante efecto sobre el clima, determinando también paisajes selváticos y áridos alternativamente, que si bien no alcanzan los niveles de aridez de los bolsones pampeanos, si ven disminuidas sus posibilidades productivas si éstas no se realizan con el aporte de riegos suplementarios de las lluvias estivales. Aquí se destacan los valles de Lerma y de Jujuy con una altura entre 1.000 y 1.300 m que determina un clima templado. Situados a menor altura y por ello con características tropicales se encuentran los valles de Siancas, del río San Francisco y del río Bermejo, El Piedemonte oriental y una estrecha franja de la vecina llanura, también llamado Umbral al Chaco, se consideran integrantes de la región de las Sierras por gozar del efecto benéfico producido sobre los parámetros ambientales por la orografía subandina. Como límite entre el Chaco Semiárido y el Umbral se propone a la isohieta de 600 mm.

Región del Chaco Occidental

Al Oeste del sistema hídrico Paraguay-Paraná y hasta las primeras manifestaciones de la orografía Andina, se extiende la gran región del Chaco Sudamericano. Enorme llanura con un relieve no disturbado por sistema montañoso alguno hasta que las sierras Subandinas y Pampeanas se anteponen a la alta cordillera andina. Paulatinamente hacia el Oeste van disminuyendo las precipitaciones, pasándose desde el paisaje de las selvas en galería de los grandes ríos sudamericanos a una fitogeografía de parque chaqueño con masas arbóreas importantes que poco a poco se

van haciendo xerofíticas hacia el Oeste. Se convierte entonces, en una región semiárida que sin embargo posee capacidad para sostener un bosque que, en las áreas no degradadas por la acción antrópica, tiene características de formación vegetal importante de maderas duras. Los límites naturales del Noroeste son un tanto indefinidos hacia el Este. La llanura no ofrece contrastes geográficos notables que permitan establecer límites tajantes. Por el contrario los cambios se suceden muy paulatinamente. Muchos autores consideran a la gran región del Chaco como una unidad en tanto que aquí se propone incorporar gran parte de la región semiárida y árida Chaqueña a una unidad de orden mayor como es el Noroeste Argentino. Motivos antrópicos apoyan esta postura: una escasamente poblada región semiárida se interpone entre las culturas pampeana del Sur y litoraleña del Norte por un lado, y la de las tierras del chaco semiárido por el otro. Estas últimas están políticamente relacionadas con los centros urbanos de la región de las Sierras o de la vecina llanura, como Santiago del Estero, pero aún dependientes del agua para riego que se recogen en las altas cuencas hídricas de la región de las Sierras. Las tierras semiáridas del Chaco, histórica, cultural, administrativa y políticamente forman parte del Noroeste. Por las razones expuestas parece propicio proponer los límites políticos provinciales como límites regionales del Noroeste Argentino.

Hacia el Sudoeste el Chaco Semiárido en forma paulatina entra en contacto con una formación fitogeográfica aún más árida, el Monte Occidental, que se extiende por los llanos de La Rioja y Catamarca. El Monte Occidental, caracterizado por la Jarilla, penetra en la región de las Sierras en sus fondos de valles y bolsones como también lo hacen las formaciones chaqueñas más al Norte en los valles subandinos, circunstancia que dificulta utilizar sólo su presencia o no, para determinar los límites regionales. En general se consideró a los piedemontes orientales y sus vecinos oasis de riego como partes integrantes de la región de las Sierras.

EL ORIGEN DE LAS PRECIPITACIONES

Estados físicos del agua en la atmósfera y los intercambios de calor

El agua en la atmósfera puede presentarse en sus tres estados físicos: 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.

Los cambios de estados del agua en la atmósfera se producen de acuerdo a los siguientes procesos: 1) Condensación: el agua pasa del estado gaseoso a líquido. 2) Evaporación: las moléculas de agua abandonan la superficie de agua líquida como moléculas en estado gaseoso, como vapor de agua. 3) Sublimación: si la temperatura es inferior a cero grado centígrado pasa directamente de gaseoso a sólido, formándose cristales de hielo. El proceso inverso, cuando se produce el pasaje directo de sólido a gaseoso también recibe el nombre de sublimación. 4) Congelación: el agua líquida pasa al estado sólido. 5) Fusión: se denomina así al proceso inverso a la congelación o sea el pasaje de sólido a líquido (36).

Los procesos como la evaporación tienen lugar cuando se suministra energía a una superficie, en este caso de agua líquida, capaz de evaporarse. Ello ocurre si el valor de la presión de vapor del aire está por debajo del correspondiente a la saturación. El cambio de estado de líquido a vapor requiere de energía suficiente para vencer la atracción intermolecular de las partículas de agua. Generalmente dicha energía se obtiene del ambiente circundante lo que origina una pérdida aparente de calor. Es decir que los cambios de estado del agua en la atmósfera son acompañados por importantes intercambios de calor como por ejemplo el que se produce cuando el agua se evapora:

una cierta cantidad de calor sensible queda almacenada en el vapor de agua y recibe el nombre de calor latente de vaporización. Así, unas 600 calorías en forma de calor latente quedan almacenadas en el vapor por cada gramo de agua evaporada. En el proceso inverso, el de condensación se libera ese calor latente y sucede que la temperatura de una masa de aire que se está condensando aumenta a medida que el vapor de agua pasa al estado líquido. Igualmente cuando se produce el proceso de congelación se liberan unas 80 calorías por gramo de agua y a la inversa se absorben en el proceso de fusión, llamándose a este último calor latente de fusión. Durante los procesos de sublimación se suman el calor latente de vaporización al de fusión (36).

Humedad atmosférica

Como humedad se conoce a la cantidad de vapor de agua en la atmósfera. El aire tiene la propiedad de permitir sólo una cierta cantidad de agua en su seno en estado gaseoso, es decir como vapor. Dicha cantidad de agua aumenta con la temperatura. Se denomina humedad relativa al cociente entre la cantidad de vapor de agua contenido en el aire y la máxima cantidad de vapor que podría contener a esa temperatura y se la expresa en porcentaje.

Condensación del vapor de agua

El agua en estado de vapor no es más que un gas también componente de esa materia un tanto imperceptible que junto con otros gases recibe el nombre de aire. Pero a diferencia de esos otros gases que permanecen en forma casi constante en su proporción de mezcla, el contenido de vapor de agua en la atmósfera puede variar en forma muy notable. Ingresa a la atmósfera por el proceso de evaporación y deja de estar en ella en estado gaseoso por el de condensación. Como todo gas el vapor de agua también ejerce una presión que se conoce como tensión de vapor

Si se supone un recipiente cerrado con una humedad del aire en su interior del 50%, cuando se agrega una pequeña cantidad de agua en su fondo, ésta comienza a evaporarse; las moléculas de vapor de agua escapan del líquido al aire. En realidad, algunas de las moléculas de vapor de agua del aire también se incorporarán al agua, pero en número menor que las que van del agua al aire. A medida que transcurre el tiempo, el número de moléculas de vapor de agua del aire aumenta; por lo tanto también lo hace la humedad relativa. Cuando esto sucede, la diferencia entre la velocidad de transferencia de las moléculas del aire al agua y del agua al aire disminuye. Como consecuencia, el aumento de la humedad relativa se hace más lento. La figura 1 muestra cómo aumenta la humedad relativa con el tiempo. Cuando la curva alcanza el ciento por ciento, el aire está saturado. En este punto se produce la condición de equilibrio; el número de moléculas de vapor de agua que va del agua al aire es exactamente igual al número que va del aire al agua (4). En la saturación, la presión de vapor se denomina tensión de vapor saturado. En el relato anterior se supuso que la temperatura se mantenía constante. Si después que el aire alcanzó el valor final de saturación se hubiera colocado el recipiente en un refrigerador, para disminuir su temperatura, se habría encontrado que las moléculas de vapor de agua en el aire se incorporaban nuevamente al agua. El contenido relativo de vapor de agua en el aire, entonces, está relacionado con la temperatura: a medida que el aire se enfría, su humedad relativa aumenta, aún cuando no se agregue vapor de agua.

En la figura 2 se puede apreciar la curva de saturación en un eje de coordenadas que tiene como abscisas a la temperatura y como ordenada a la tensión de vapor. Como se ve en él, con el aumento de la temperatura también aumenta la tensión de vapor de saturación. Ahora bien, suponiendo una parcela de aire que tenga como propiedades

actuales las indicadas en el punto A de la figura, puede alcanzar la saturación recorriendo dos caminos, uno hacia B para lo cual habría que agregar vapor de agua, en cantidad igual al déficit de saturación y otro hacia C, enfriando la parcela de aire hasta alcanzar la temperatura del punto de rocío o sea la temperatura exacta en la que se alcanza la saturación durante el enfriamiento, manteniendo constante la tensión de vapor.

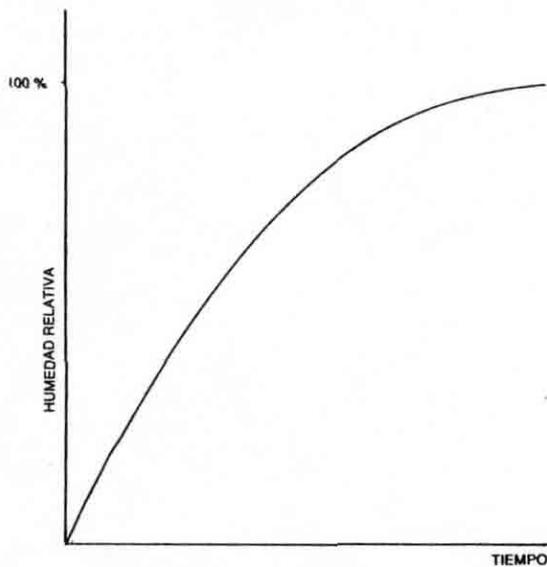


Fig. 1.- Si en recipiente con aire seco se agrega agua líquida, la humedad relativa del aire aumentará con el tiempo hasta alcanzar el 100 %

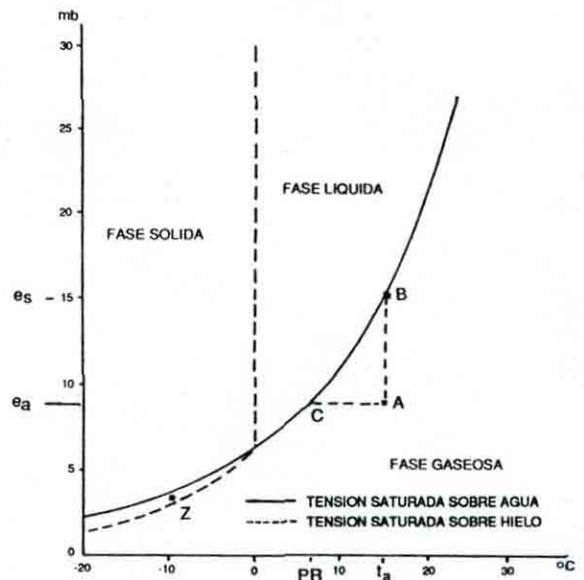


Fig. 2.- La tensión de vapor del aire saturado con vapor de agua aumenta cuando aumenta la temperatura del aire. (t_a = temperatura actual del aire, PR = temperatura del punto de rocío, e_a = tensión de vapor actual, e_s = tensión de vapor de saturación).

Alcanzadas las condiciones de saturación el cambio de estado, el pasaje de gas a líquido, se produce alrededor de los núcleos de condensación, pequeñas impurezas del aire, que funcionan como "trampas de moléculas de agua vapor, que, una vez captadas, podrán bajo ciertas condiciones de humedad relativa, mantenerse allí y permitir presentar un embrión de fase líquido al vapor ambiente"(9). Sobrepasada la saturación y aún poco antes de llegar a ella, "las moléculas en exceso se precipitan sobre los núcleos de condensación más próximos y más "receptivos", en verdadero alud, por millares, por centenares de millares. En el espacio de una fracción de segundo, nace así la gotita de nube. A cierta distancia, a uno o dos milímetros de esa primera gotita, el mismo proceso, en el mismo instante, se ha reproducido sobre otro germen favorable. Y así es como nace la nube, cuando se ha alcanzado la saturación"(9).

Enfriamiento del aire por expansión

Entonces, para alcanzar la saturación todo comienza con agregar vapor de agua o enfriar una porción de aire lo suficiente como para que descienda la temperatura por debajo del punto de rocío. Estas condiciones no se producen por el mero enfriamiento del aire por pérdidas de calor por radiación nocturna; por el contrario es necesario para alcanzar la formación de nubes con capacidad de producir precipitación, que el enfriamiento suceda sobre grandes masas de aire,... y para ello existe la posibilidad física de que el aire se enfríe por expansión. Para que el aire se expanda tendría que

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"(36), disminuyendo la temperatura. Este proceso recibe el calificativo de adiabático, es decir, sin intercambio de calor con el ambiente circundante. Con mayor detalle podría explicarse suponiendo que "si en un recipiente térmicamente aislado conteniendo aire con vapor de agua saturado se efectúa una expansión, parte del vapor de agua se condensa formando agua líquida o hielo. Si el proceso es invertido, es decir, si llevamos el sistema a su presión original, los productos de condensación se evaporan otra vez. Durante esta evolución el aire saturado no ha perdido ni ha ganado masa, ni ha intercambiado calor con el exterior, lo que equivale a decir que la evolución ha sido adiabática y por haber llegado al mismo estado inicial es además una transformación reversible" (24). Esta descripción del proceso podría adoptarse para describir los fenómenos que ocurren en la naturaleza, pero como los productos de condensación, agua o hielo, finalmente en gran parte precipitan, se produce una pérdida de masa y "se dice que es una evolución pseudoadiabática. Tampoco es una evolución reversible porque al llevar el sistema a su presión original falta el vapor de agua que ha sido eliminado en forma de agua o hielo"(24). Sin embargo en las primeras etapas de formación de la nube, es decir antes de producirse la precipitación, podría aceptarse, teniendo también en cuenta que la parcela no está totalmente aislada térmicamente, como un proceso adiabático.

Ascenso del aire en la atmósfera

Cuatro procesos básicos pueden ser considerados como para que por alguno de ellos o sus combinaciones (12), pueda producirse el ascenso del aire en la atmósfera: 1) convección: proceso de ascenso del aire que se produce cuando el aire se calienta en contacto con el suelo y al volverse más "liviano", asciende. 2) orográfico: cuando el aire se ve obligado a subir la ladera de una montaña. 3) frontal: se produce en la zona de contacto entre dos masas de aire. En el "frente" el aire caliente se ve obligado a ascender al deslizarse el aire frío, más denso, como una cuña entre el suelo y ella (frente frío) o verse obligado el aire caliente a deslizarse lentamente hacia arriba empujado por la circulación general por encima de una masa de aire frío estable estancada en el suelo (frente caliente). 4) convergencia horizontal: cuando ocurren movimientos convergentes del aire, obligadamente se tiene que producir un ascenso generalizado que es muy importante en las regiones ecuatoriales (9).

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

Los procesos sintetizados pueden comportarse como efectos desencadenantes del ascenso de una parcela de aire. Cuando empieza a producirse la condensación también comienza la liberación del calor latente de evaporación, energía que sobrealimenta los procesos de ascensión.

Saturación y condensación

Sin embargo con ascender y alcanzar la saturación no es suficiente para que se produzca la condensación. Se entiende que el aire está saturado cuando ya no se produce transferencia neta de moléculas de vapor entre él y una superficie plana de agua a la misma temperatura. Alcanzada esta situación y si el aire estuviera completamente libre de partículas extrañas y de grupos de moléculas cargados

eléctricamente llamados iones, no se produciría la condensación hasta que la presión de vapor del agua fuera alrededor de ocho veces la requerida para saturar el aire. Pero el aire nunca está completamente limpio. Contiene gran cantidad y variedad de partículas algunas de las cuales tienen gran afinidad con el vapor de agua, llamadas por ello higroscópicas, en las que la condensación se inicia aún antes de alcanzada la saturación. La condensación puede realizarse sobre los núcleos higroscópicos cuando el aire está sólo muy ligeramente sobresaturado o aún ligeramente subsaturado.

Agua precipitable

Ahora bien, formada la nube, no obligadamente llueve: para que las tenues gotitas en suspensión que forman la nube puedan caer, a pesar de las corrientes de aire ascendentes que engendran la nube, es necesario que dichas gotas sean lo suficientemente "pesadas" para dejar de "flotar" en el aire. Deben reunirse millones de microgotas de nube para formar una sólo gota de lluvia. Es por lo tanto imprescindible que se forme un elemento líquido o sólido, de magnitud tal, que las corrientes ascendentes ya no puedan sostenerlo en el aire comenzando su caída y además, que al dejar la base de la nube, no se evapore antes de llegar al suelo, en cuyo caso se producirían aquellas precipitaciones abortadas que como jirones grises caen de los cúmulos disipándose antes de tocar el suelo y que reciben el nombre de virgas. Es decir que debe producirse un cambio de escala de dichos elementos. Para lo cual es necesario el encuentro y unión de innumerables gotitas que no parecen tener mucho interés en realizar ese acople.

Crecimiento de la gota de lluvia

Dos procesos se han propuesto para explicar cómo las gotitas formadas en torno a los núcleos de condensación pueden crecer hasta alcanzar un radio de varios micrones y formar así una nube o neblina y luego convertirse en una verdadera gota de lluvia: 1) Por la difusión del vapor de agua hacia la superficie de las gotitas y la consecuente condensación sobre ellas. 2) por coalescencia o sea la reunión de gotitas (o de una gota y gotitas), generalmente por encuentros "mecánicos", dando origen a una gota más grande. A medida que se enfría el aire, la sobresaturación aumenta hasta alcanzar un valor máximo después del cual el vapor de agua es absorbido mucho más rápidamente y las gotitas que en un principio crecían lentamente hasta que la sobresaturación alcanza el valor crítico, luego crecen rápidamente mientras la sobresaturación sigue aumentando, pero el rápido "consumo" por parte de las gotitas del cercano vapor de agua, hace que decrezca la sobresaturación y con ella la velocidad de crecimiento de las gotas. Velocidades muy altas de enfriamiento se producen en concordancia con las fuertes corrientes ascendentes en la nube, alcanzándose valores máximos de sobresaturación, lográndose que una proporción muy alta de elementos chicos crezcan hasta alcanzar el tamaño de gotas. (20)

Pero el proceso de difusión del vapor es mucho más eficiente para el crecimiento de las gotas si se produce directamente sobre cristales de hielo. En efecto la evaporación de una gotita de agua en provecho de un cristal de hielo que pasa muy cerca es un fenómeno sumamente rápido. Volviendo a la figura 2, puede observarse que una parcela de aire con las propiedades de temperatura y tensión de vapor que la ubican en el punto Z, se halla sobresaturada con respecto a la superficie del hielo y subsaturada con respecto a la superficie líquida. Por lo tanto la sublimación del vapor de agua tenderá dirigirse hacia la superficie sólida antes que a la líquida. En un tiempo del orden de algunos minutos solamente, el cristal de hielo formado por la congelación de una gotita alcanzará así un tamaño respetable a expensas de la población de gotitas de

agua en sobrefusión que lo rodean y podrá comenzar a caer. Continuará creciendo en el curso de su caída, a la vez por este mismo mecanismo de difusión del vapor y por captura mecánica directa. Si en las proximidades del suelo la temperatura es negativa la precipitación se presentará en forma de nieve; en caso contrario la nieve se derretirá en su caída y llegará al suelo en forma de lluvia o, si el tamaño alcanzado por el pedrizco es suficientemente grande, cosa que se logra en las nubes de gran desarrollo vertical, alcanzará el suelo como granizo, ya que no podrá alcanzar el estado líquido aún en presencia de temperaturas relativamente altas en su camino. Si la licuación se produce aún dentro de la nube la gota de lluvia continuará capturando gotitas nubosas. Si la gota alcanza un diámetro del orden de los 5 mm se puede volver muy inestable y se dividirá en gotitas más pequeñas, pero todavía grandes comparadas con las "gotitas de nubes", por lo que podrán continuar cada una de ellas capturando gotitas por coalescencia hasta alcanzar otra vez el diámetro en que la ruptura se hace inevitable. Se produce así una especie de "reacción en cadena" que multiplica su efecto cuanto mayor sea el contenido de agua en la atmósfera. Por lo tanto, para lograr gotas de agua verdaderamente precipitables, parece inevitable la presencia en un principio de núcleos de cristales de hielo.

Congelación del agua en la atmósfera

Sin embargo las pequeñas gotitas de nube, producidas por condensación del vapor de agua del aire atmosférico en pruebas de laboratorio, pueden sobreenfriarse hasta temperaturas de 40 grados centígrados bajo cero antes de congelarse. A temperaturas inferiores la niebla se compone casi totalmente de cristales de hielo. Por lo tanto salvo con temperaturas aún más bajas que aquella, es de importancia fundamental la presencia de núcleos de congelación en el aire para la iniciación de la fase hielo en las nubes, que son llamados con más propiedad núcleos de sublimación (24) por ser el pasaje directo de gas a sólido el cambio de estado que adquiere mayor importancia. Estos núcleos de sublimación podrían estar constituidos a partir de partículas de polvo, principalmente silicatos minerales de la variedad de arcilla y mica, remontadas por el viento.

Núcleos gigantes de condensación

Aún queda por resolver cómo, especialmente en las regiones tropicales y ecuatoriales, llueve mucho a partir de nubes de chaparrones que no alcanzan temperaturas negativas y son por lo tanto incapaces de contener cristales de hielo. Aquí es necesario recurrir a otro elemento catalizador de las gotitas de lluvia, lo suficientemente grande para iniciar el proceso. En la atmósfera, si bien en reducido número, existen núcleos gigantes de condensación, la mayoría de ellos constituidos por compuestos de sales arrebatados al mar o producidos por combustión debidos a fuegos naturales o artificiales. Pocos elementos de esta naturaleza son suficientes para dar nacimiento a gotas muy grandes que se forman como sobre los cristales de hielo. Posteriormente, por el mecanismo de "reacción en cadena", se multiplican las posibilidades de formación de gotas suficientemente grandes, que puedan lograr abandonar la nube y alcanzar el suelo en forma de lluvia.

Síntesis del proceso de formación de la nube hasta alcanzar la precipitación

En forma resumida 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, disminuyendo el choque y rozamiento entre las moléculas, por lo que se enfría hasta alcanzar la saturación, y luego condensa sobre núcleos de condensación formando una nube compuesta por miríadas 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 más e inicien su caída. Al caer, continuarán aumentando de tamaño hasta que éste se convierta en excesivo para mantener la unidad, produciéndose la ruptura de la gota en numerosas gotas más pequeñas, pero cada una de ellas capaz de continuar el proceso, generándose una "reacción en cadena". Abandonada la nube la precipitación puede llegar a la tierra en forma de nieve, si la temperatura en las cercanías del suelo es negativa; como lluvia si se derrite en el camino; 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.

EL AGUA COMO VAPOR EN LA ATMÓSFERA

Distribución del agua en la Tierra

Todos los procesos descritos abortarían de no existir una cierta cantidad de agua en el aire y en estado de vapor. "La sustancia simple más abundante en la biosfera es, con gran diferencia, el común pero extraño compuesto inorgánico llamado agua. En una forma o en otra, los océanos, casquetes polares, lagos, ríos, suelos y atmósfera de la Tierra, contienen 1.500 millones de kilómetros cúbicos de agua."(28) Los océanos y los mares -agua líquida salada- representan el 94 % de toda el agua, la mayor parte está en el hemisferio Sur. El 6 % restante puede considerarse como agua dulce, casi toda subterránea (4,3 %). En superficie, la mayoría del agua dulce se encuentra en fase sólida en los casquetes polares y en los glaciares (1,7 %). Los ríos apenas contienen la 1,5 millonésima parte de todo el agua de la Tierra; en los lagos y zonas húmedas se encuentra el 0,029 % y sólo una ínfima parte del total (0,001 %) del agua terrestre se encuentra como vapor de agua en la atmósfera y, aunque esto represente una fracción muy pequeña del total, en este caso, la cantidad no da idea de la importancia: *sin agua en la atmósfera no habría clima.*

Distribución del vapor de agua

La cantidad de vapor de agua no es la misma en todas partes, ni geográfica ni estacionalmente. Es mayor cerca del Ecuador, el doble que sobre latitudes medias, y es casi insignificante sobre los casquetes polares. El agua en estado de vapor se incorpora a la atmósfera por medio de la evaporación directa o a través de la transpiración de las plantas y, sin duda, puede afirmarse que los océanos son la fuente principal de vapor de agua. Una vez en el aire, el vapor de agua puede circular localmente o formar parte de la circulación general de la atmósfera. Sale de la atmósfera como lluvia o nieve, pudiendo suceder que la precipitación ocurra cerca de las fuentes (principalmente los océanos) o a miles de kilómetros de distancia. La situación mediterránea del Noroeste Argentino hace que esta región se encuentre en el segundo de los casos, bastante lejos del Océano Atlántico y si bien no tanto del Pacífico, una formidable barrera montañosa, cuyos pasos se hallan por encima de los 4.000 m de altura y con un ancho de muchos kilómetros, lo separan de él. Esta circunstancia impide que aire húmedo proveniente del Pacífico pueda llegar a precipitar sobre la región salvo esporádicamente como nieve en las altas cumbres andinas.

CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA

El problema planteado es cómo pueden llegar desde el lejano Atlántico, masas de aire con un contenido de humedad que permita la ocurrencia de los procesos formadores de las nubes, su desarrollo y que finalmente se produzca la lluvia. La circulación general de la atmósfera parece poseer la energía necesaria para realizar dicho transporte. En principio, la constante diferencia de temperatura entre el Ecuador y los Polos proporciona gran parte de la energía necesaria para los movimientos atmosféricos y en segundo lugar debe ubicarse el calentamiento diferencial de la atmósfera que se produce sobre mares y continentes. La existencia de tales contrastes de temperatura hace que la distribución horizontal de la presión barométrica, que es la que tiende a poner el aire en movimiento, sea también irregular. Con el movimiento del aire también se produce el transporte de calor de un sitio a otro y lo que más interesa en este caso, también del vapor de agua inmerso en su seno. Los océanos con sus corrientes marinas y la atmósfera con sus vientos realizan la importante función de redistribuir la energía procedente del sol y esta última prácticamente corre con todo el gasto en la redistribución del vapor de agua. El gradiente de calor constituye la principal fuerza motora para las grandes corrientes atmosféricas y marinas.

Distribución de las presiones y dirección de los vientos

Sobre una Tierra inmóvil

Suponiendo una Tierra inmóvil y con su superficie completamente uniforme, el aire se calentaría con más intensidad en el Ecuador, se dilataría y se elevaría siendo remplazado por aire más frío y denso proveniente de las inmediaciones de los polos, con vientos que seguirían los meridianos. En altura, sobre el Ecuador, no podría acumularse indefinidamente el aire; éste tendería a dirigirse en sentido contrario hacia los Polos, de manera que se formarían en ambos hemisferios dos gigantescas células conectivas con vientos descendentes sobre los polos y ascendentes en el Ecuador.

Sobre una Tierra que gira

Pero la Tierra gira y tiene efecto la acción desviadora debida a la llamada fuerza de Coriolis. Los vientos que en altura debieran dirigirse a cada uno de los polos desde el Ecuador, se van apartando de esa dirección, tornándose hacia los 30 grados de latitud vientos del Oeste, fríos, que seguirán desviándose al mismo tiempo que el aire desciende a esa latitud por haberse enfriado relativamente al alejarse del Ecuador. Sobre el suelo la desviación también actúa y los vientos que tendrían que dirigirse convergentes perpendiculares al Ecuador, adquieren la dirección del Nordeste y Sudeste en los hemisferios Norte y Sur respectivamente. Son los vientos Alisios. En los polos el aire tampoco puede acumularse indefinidamente sobre la superficie, de manera que busca latitudes más bajas y nuevamente comienza a actuar la fuerza desviadora adquiriendo una componente del Este. Al alejarse de los polos se calientan relativamente y tienden a ascender hacia los sesenta grados de latitud, para regresar hacia los polos como vientos de altura. Debido a que la Tierra gira, la gran célula convectiva inicial se ha partido en dos mucho menos extensas y deber considerarse una tercera ubicada entre las otras dos para poder completar el esquema básico de la circulación general de la atmósfera.

El aire entonces se mueve desde las áreas de alta presión, denominadas anticiclones hacia las de bajas presiones llamadas ciclones; son también llamados centros de alta o baja presión respectivamente. En cierta forma los primeros despiden el aire que contienen en exceso para que fluya hacia las zonas en que la presión ha disminuido.

La primera acción recibe el nombre de divergencia y la segunda de convergencia. Las áreas de divergencia o altas presiones se encuentran entonces en los polos y hacia los 30 grados de latitud formando una faja de altas presiones que rodea al globo en ambos hemisferios. Las fajas de bajas presiones o convergencia, en las que el aire es succionado, se ubican aproximadamente hacia los 60 grados de latitud en ambos hemisferios y en torno del Ecuador. Esta última recibe el nombre de Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ es su sigla en inglés).

Pero la Tierra no sólo gira, sino que también presenta una superficie irregular, con océanos, continentes y tierras bajas o altas.

Desigual calentamiento de tierras y mares

De toda la radiación que llega del sol, el 20 % es absorbido por la atmósfera en la banda del ultravioleta por las moléculas de ozono en su parte alta y por el vapor de agua, el polvo, el dióxido de carbono y las gotitas de agua que componen las nubes; otro 30 % o es dispersado de vuelta hacia el exterior por los componentes de la atmósfera, o bien directamente reflejada por las nubes o por la superficie terrestre y en el restante 50 % promedio para todo el globo se estima la radiación solar que llega finalmente a la superficie del suelo o el océano y es absorbida como calor. 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 los 100 metros de profundidad, además el agua es transparente y permite que los rayos solares penetren distribuyendo también el calor en unos metros de profundidad. El agua absorbe casi cinco veces más energía calorífica para elevar su temperatura que la misma masa de roca o suelo seco; se dice que el calor específico del agua es elevado y pequeño el de las rocas o suelo. Por todo ello es menor a un grado centígrado la amplitud diaria de la temperatura del agua en la superficie de los océanos. Sobre tierra firme, en cambio, la transmisión de la energía en profundidad se realiza por el lento proceso de conducción molecular del calor. En la superficie de un suelo desnudo la amplitud térmica, es decir la diferencia entre la máxima y la mínima en un día, puede llegar a ser de varias decenas de grados, en tanto que a sólo medio metro de profundidad prácticamente no se aprecian oscilaciones diarias de la temperatura. El océano se calienta y enfría lentamente; 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 (26). En tanto los continentes relativamente fríos en esa estación, comunican condiciones de estabilidad a las masas de aire ubicadas sobre ellos.

El calentamiento de la atmósfera

Ahora bien, como se dijo, la superficie del globo recibe el 50 % de la radiación incidente, la absorbe como calor y la reirradia como radiación de onda larga que ahora sí es absorbida en gran parte por la atmósfera, especialmente por el vapor de agua y el dióxido de carbono. Por lo tanto la atmósfera se calienta por su parte inferior; es decir que el calentamiento del aire depende en gran medida de la superficie sobre la que se encuentra. Sobre los océanos el aire está relativamente caliente en invierno y frío en verano con respecto al que se encuentra sobre los continentes debido al distinto funcionamiento de tierras y mares. Además existe una diferencia significativa en la forma de calentamiento del océano y de 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 convectivas, que como se viera producen la elevación del aire. En la estación fría los continentes pierden rápidamente temperatura, el aire en contacto con la superficie fría se torna estable, condiciones poco propicias para que se produzcan precipitaciones (26). En la estación cálida el mar va a estar relativamente frío y a su vez cálido el continente. En este último se darán con mayor facilidad condiciones de inestabilidad que favorezcan el ascenso del aire, produciendo condiciones propicias para la generación de precipitaciones. En tanto que el mar, relativamente frío con respecto al continente, continuar comunicándole a las masas de aire que se formen sobre él condiciones de estabilidad y más aún, dichas condiciones permitirán que los centros de altas presiones continúen vigentes sobre los océanos a pesar de las mayores temperaturas del verano, los que emitirán vientos que tenderán a dirigirse hacia los continentes ahora sí receptivos por situarse sobre ellos centros de bajas presiones.

CENTROS DE PRESIÓN Y RÉGIMEN DE PRECIPITACIÓN REGIONAL

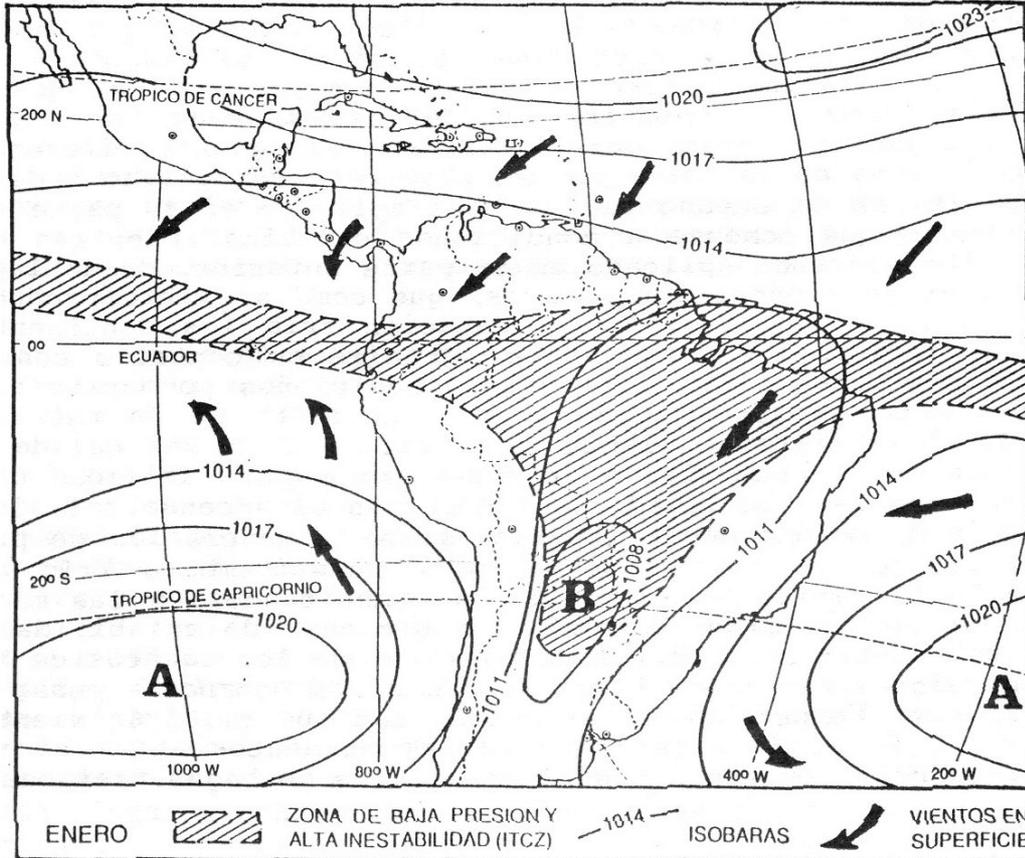
Los sistemas béricos que actúan sobre el clima del Noroeste son los anticiclones semiestacionarios del Pacífico y del Atlántico, que, coincidentes con la faja de altas presiones correspondientes aproximadamente a los 30 grados de latitud, emiten vientos hacia el continente sudamericano. El primero de ellos ve disminuida su ingerencia en forma directa sobre las tierras bajas al Este de los Andes, debido a la gran altura de la cordillera, cuyos pasos se hallan por encima de los 4.000 m, altitud por debajo de la cual se desarrollan la mayoría de los procesos atmosféricos de cierta importancia climática. En el verano se instala sobre la región un centro de baja presión, llamado "baja térmica" que se forma sobre la llanura chaqueña vecina a la Cordillera de los Andes y que se extiende desde Los Llanos de La Rioja hasta el Chaco Salteño, coincidiendo con la llamada "lengua de calor" determinada por la isoterma de 48 grados centígrados de temperatura máxima absoluta.

Los frentes fríos que recorren el país hacia el Norte, producen las precipitaciones que caracterizan al período cálido del año. Según Woelken (41), los frentes fríos son la causa principal de la lluvias en Tucumán, aportando el 70 % del total de las precipitaciones.

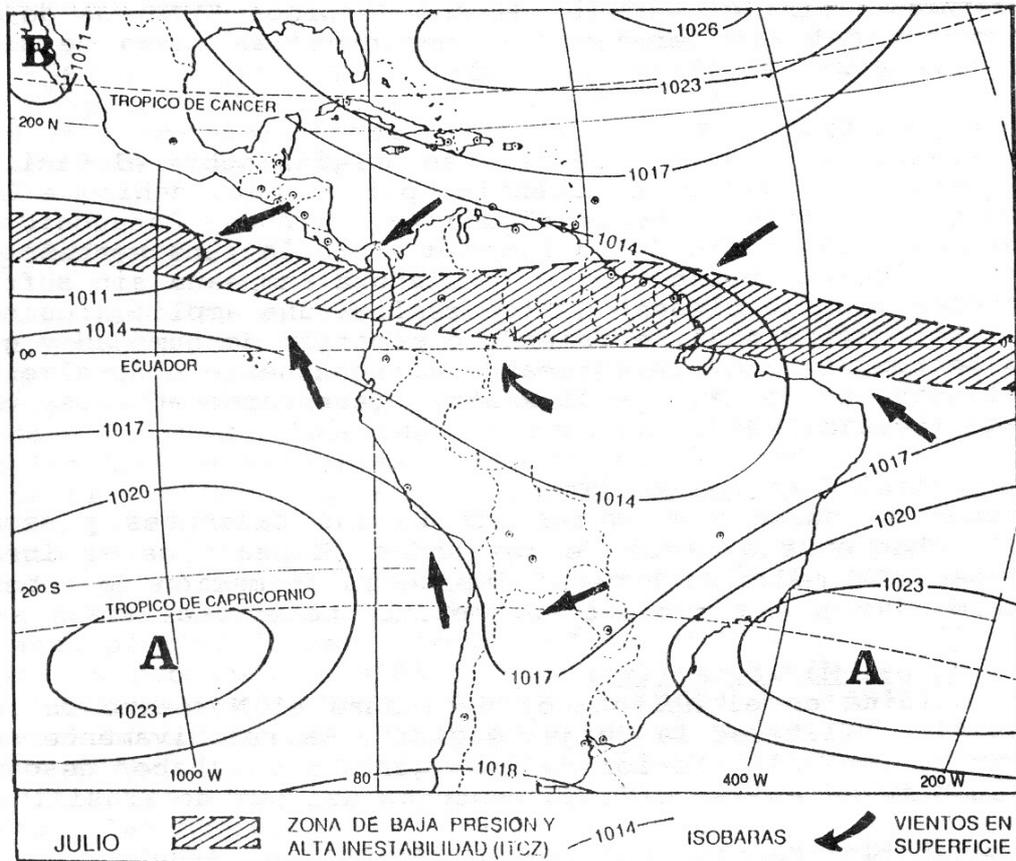
Hacia el Norte de la región se hacen cada vez más acentuadas las características tropicales y en el verano, tal como se aprecia en la mapa 3, la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) se extiende sobre gran parte del subcontinente sudamericano, alcanzándolo a penetrar en el Norte del territorio argentino con condiciones de baja presión y alta inestabilidad debidas a las relativamente altas temperaturas continentales con respecto al mar. Cabría imaginarse a la ITCZ ya no sólo como una estrecha faja nubosa producto de la convergencia de los alisios en las áreas cercanas al Ecuador, sino que la zona de convergencia se extendería sobre amplias regiones continentales; de hecho "raramente en los mosaicos de imágenes satelitales pueden identificarse largas y continuas áreas nubosas" y sí "aparecen áreas con nubes y lluvias con muy variadas estructuras algunas veces lineales, otras ovals o circulares. También suelen observarse grupos de nubes separadas por grandes áreas de cielo relativamente despejado ." según Holton et al., 1971, (18).

Sobre el Noroeste cabría considerar la posibilidad de una acción concurrente de la ITCZ con los procesos orográficos zonales. Los dos anticiclones del hemisferio Sur, el del Pacífico y el del Atlántico alcanzan sus valores más bajos de presión en el verano,

pero aún continúan emitiendo vientos que ahora las regiones continentales están en



Mapa 3 – Situación atmosférica en ENERO. Isobaras y vientos en superficie; ubicación de la ITCZ; centros de baja y alta presión.



Mapa 3 – Situación atmosférica en Sudamérica en JULIO

condiciones de recibir (14). Entre estos dos centros de alta presión situados en los océanos se desarrolla un área de baja presión que se extiende sobre gran parte del Brasil, Bolivia, Paraguay y Norte de Argentina. Como consecuencia de ello, ingresa en la estación cálida aire húmedo al continente por lo que se manifiesta una zona de altas precipitaciones que se intensifica sobre las vertientes orientales de los Andes. En ellas los débiles vientos del Este causan el ascenso del aire húmedo iniciándose los procesos formadores de las nubes que producen fuertes precipitaciones orográficas.

En el invierno la zona de convergencia intertropical se traslada siguiendo el movimiento aparente del sol, ubicándose sobre una estrecha franja al Norte del Ecuador, mapa 4. "El Anticiclón Atlántico se extiende sobre el continente uniéndose con el correspondiente centro de acción del Pacífico. El resultado es una supresión de los procesos convectivos y, en consecuencia, de las lluvias" (19), las que son prácticamente inexistentes en esa época del año.

MASAS DE AIRE Y FRENTE

Barry y Chorley (3) definen a una masa de aire como "una gran porción de aire cuyas propiedades físicas, en especial la temperatura, contenido de humedad y gradiente vertical de temperatura, son más o menos uniformes para una extensión horizontal de varios centenares de kilómetros". Los límites de las masas de aire, es decir, las zonas de contacto entre diferentes masas de aire, 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 contenidos 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.

Masas de aire subcontinentales

Lessmann, para el estudio de los Recursos Hídricos de la Alta Cuenca del Río Bermejo (19) describe las masas de aire que actúan sobre el clima regional:

Masa Polar (Pmp)

Generalmente esta masa de aire se origina sobre el Pacífico. Penetra en territorio argentino por el Sur, debido a los valles transversales y menor altura de los Andes Patagónicos, descargando gran parte de su humedad sobre la zona montañosa. Desciende sobre la meseta patagónica y al hacerlo se suprimen los procesos convectivos determinando la aridez de la región patagónica extra andina. Recorre luego la llanura pampeana sin sufrir ya mayores modificaciones, 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. Ingresa al Noroeste como el llamado "viento norte" seco y cálido.

Masa Tropical Marítima (Tma)

Se origina en el Atlántico, y alcanza el Noroeste en invierno al debilitarse la "baja térmica". Es relativamente seca cuando llega al interior de la Argentina por haber descargado su humedad en las cadenas costeras del Sur de Brasil.

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. Debe gran parte de su humedad a los aportes que recibe por la evaporación que se produce sobre la inmensa superficie de agua de los esteros y bañados del Gran Pantanal, ubicados en la cuenca superior del río Paraguay en territorio brasileño.

Las masas de aire y su efecto sobre el clima del Noroeste

En las zonas de contacto entre ambas masas cálidas, se produce el ascenso de la Ecuatorial (Ec) sobre la Tropical (Tma), formándose cumulonimbos de gran desarrollo vertical productores de fuertes lluvias. Se acentúan estos procesos cuando las masas cálidas, húmedas e inestables entran en contacto con el frente polar o cuando se potencian por los ascensos forzados de aire al enfrentarse con un cordón montañoso.

Los frentes polares que se estacionan en las regiones más septentrionales que hayan alcanzado y luego regresan, lo hacen transformados en frentes calientes. Las masas de aire caliente tropical o ecuatorial avanzan activamente sobre el aire polar que retrocede, encima de la cual se desliza la primera ocasionando lluvias de poca intensidad.

Si la masa polar marítima se ha cargado de humedad sobre el Atlántico Sur, al ingresar al continente produce las llamadas "sudestadas". El progreso de esta situación hacia el Noroeste trae como consecuencia persistente nubosidad que dura una semana o más. En el Valle de Lerma se anuncia la llegada del aire frío con la aparición de nubes bajas adosadas al relieve de sus montañas orientales. Son los llamados "cerros emponchados" o *alpha pullos*. El cielo en el valle está todavía despejado pero se percibe la llegada de una brisa fría. Unas horas después se nubla el valle y se acentúa el descenso de la temperatura. Ésta permanece en el invierno por debajo de 8 grados centígrados (en el Valle de Lerma se han registrado temperaturas entre 2 y 3 grados durante todo el día). Las condiciones descritas suelen provocar neviscas de poca intensidad sobre los cerros vecinos a la ciudad de Salta, por debajo del techo de las nubes ubicadas a baja altura cubriendo el Valle. Al despejarse, se acelera la pérdida de calor del sistema suelo atmósfera dado que la radiación terrestre se pierde en el espacio, produciéndose heladas muy importantes

LLUVIAS OROGRÁFICAS

El aire que enfrenta una cadena montañosa se ve forzado a ascender para franquear el obstáculo, al elevarse se enfría por expansión (enfriamiento adiabático), reduciéndose su capacidad para contener vapor de agua. Comienza éste a condensarse, formándose las nubes que producen precipitaciones sobre las laderas montañosas y el vecino piedemonte.

La orografía influye, a un mismo tiempo, sobre la precipitación total anual y 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. Mapas de

precipitación media correspondientes a muchas regiones tropicales asignan una profunda importancia a las áreas semipermanentes de ascenso y descenso debidas a las montañas.(3)

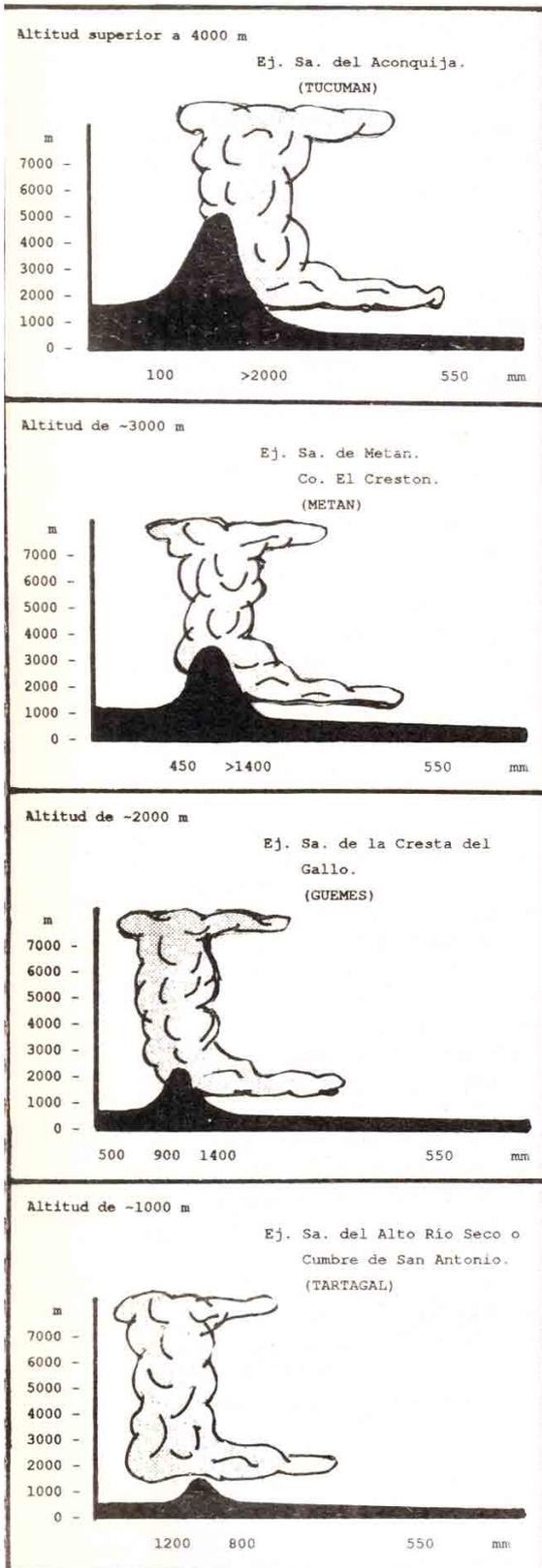
Las cadenas montañosas pueden provocar inestabilidad condicional o convectiva por obligar al aire a un movimiento ascendente o por el calentamiento desigual de las laderas y tierras bajas circundantes. También pueden aumentar la precipitación frontal al impedir el libre recorrido del sistema depresionario y causar convergencia y elevación por el efecto de embudo que ejercen los valles sobre las corrientes de aire.

LAS LLUVIAS EN EL NOROESTE

En el Noroeste Argentino 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 la región, el efecto orográfico refuerza la acción de los frentes fríos que llegan hasta allí; más al Norte las condiciones de inestabilidad aportadas en el verano por la masa ecuatorial también se ven notoriamente incrementadas por la misma causa al ingresar la región dentro de la zona de convergencia intertropical. Resultante de ello son las precipitaciones estivales que se producen al Este de los Andes.

Hoffmann (15), considera la precipitación anual de 550 mm como la "cantidad máxima (básica)" que se produce sobre la parte occidental de la llanura chaqueña. Esa cantidad básica es aumentada considerablemente por efectos orográficos en las laderas orientales de los Andes, produciendo un fuerte efecto negativo una vez transpuesta las barreras montañosas, aunque uno y otro dependen en grado sumo de la altura de la cadena montañosa, tal como se describe en la figura 3.

Cuando el macizo a trasponer posee un fuerte gradiente topográfico y se halla en contacto directo con la llanura, como ocurre con el Aconquija, es muy grande el aumento de las precipitaciones sobre sus laderas, piedemonte e incluso sobre la vecina llanura. Las imágenes satelitales (IS) dan prueba de ello. En las mismas se aprecia la fuerte vegetación que con características selváticas se ubica sobre las laderas, representada con rojo intenso en las imágenes en falso color (en esta combinación de las bandas del satélite el color rojo identifica vegetación activa). En el piedemonte y la llanura cercana, aparece una zona en rojo más claro. Allí es donde se realiza un cultivo tan exigente en agua como la caña de azúcar sin la práctica del riego (IS 1). Una vez transpuesta la alta barrera montañosa se produce un importante efecto orográfico negativo, disminuyendo bruscamente las lluvias, que alcanzan valores menores a 100 mm en el Bolsón Campo del Arenal (amplia llanura aluvial casi circular rodeada por montañas ubicada a la sombra eólica del Aconquija). En la imagen (IS 1) también se puede apreciar el brusco cambio de color apenas transpuesta la cima. El rojo intenso que rápidamente va decolorándose con la altura, apenas si se reconoce sobre la ladera occidental y desaparece prácticamente en el llano, salvo por el rojo "acotado", característico de los oasis de riego. Sin embargo, a pesar de la fuerte pérdida de humedad sufrida sobre el Aconquija, el efecto orográfico positivo vuelve a repetirse sobre las laderas orientales de las cadenas montañosas ubicadas más al Oeste. Tal fenómeno queda demostrado por la incipiente nubosidad que se ubica sobre ellas (IS 4) y la vegetación activa durante el verano en esas mismas laderas; como lo prueba el color rojo (IS 3 y 4) que se observa, durante el verano, sobre el Este de las sierras de Famatina, Fiambala, Zapata y Vinquis. Aún sobre la sierra del Cajón o de Quilmes se manifiesta nubosidad a pesar de lo angosto del valle que la separa del cordón



En cadenas montañosas de más de 4000 m de altitud se producen muy altas precipitaciones sobre las laderas expuestas a los vientos húmedos. El aumento adicional de las lluvias por el efecto orográfico parece posible hasta los 3000 m aproximadamente (3). A alturas mayores las lluvias disminuyen paulatinamente. En las tierras bajas, ubicadas a sotavento sólo llueven 100 mm. Este tipo de formación orográfica constituye una importante barrera climática.

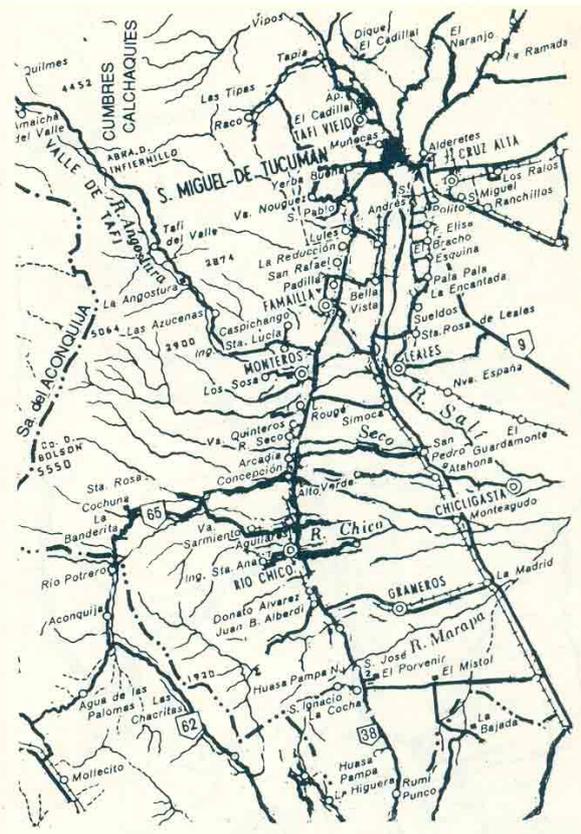
En sierras de 3000 m de altitud los aumentos de las precipitaciones sólo se producen en las laderas de barlovento. A sotavento de las sierras las lluvias no son todavía muy inferiores a la cantidad básica aportada por la circulación general de la atmósfera, por lo menos en sierras, que como la del ejemplo, no ofrecen un frente continuo que pueda constituirse en una verdadera frontera climática. En otros casos, como el de la sierra de Carahuasi y su continuación hacia el Sur, las Cumbres Calchaquíes, de altura similar, sí se constituyen en fronteras climáticas casi absolutas, tal como puede apreciarse en las respectivas imágenes satelitales en las que se visualiza el rojo de la vegetación activa en el verano sobre el Valle de Lerma y de la fuerte vegetación de los piedemontes orientales, en contraste con la aridez de la quebrada del Río de las Conchas por donde discurre el camino a Cafayate. Tal vez debase esto a la longitud de estas cadenas montañosas sin valles transversales y al efecto pluviométrico negativo que producen los valles fluviales paralelos a las sierras con forma de profundos cañones entre altas cumbres.

En sierras de 2000 m de altitud es probable que la precipitación máxima todavía se registre sobre las laderas de barlovento. Sin embargo el efecto orográfico positivo también se manifiesta sobre las laderas de sotavento. Es de suponer una tendencia del aire a seguir ascendiendo en condiciones de inestabilidad atmosférica, aún después de haber superado la línea de cumbres. Las sierras funcionan aquí como el detonador de las condiciones favorables para la formación de las nubes, las que en el verano se convierten en cumulonimbos de gran desarrollo vertical que alcanzan alturas muy superiores a la barrera montañosa. Por ello se pueden producir aumentos en la cantidad básica también a sotavento de las sierras. En fotografías aéreas se ha podido constatar fuerte vegetación arborecente sobre esas laderas que respaldaría tal afirmación.

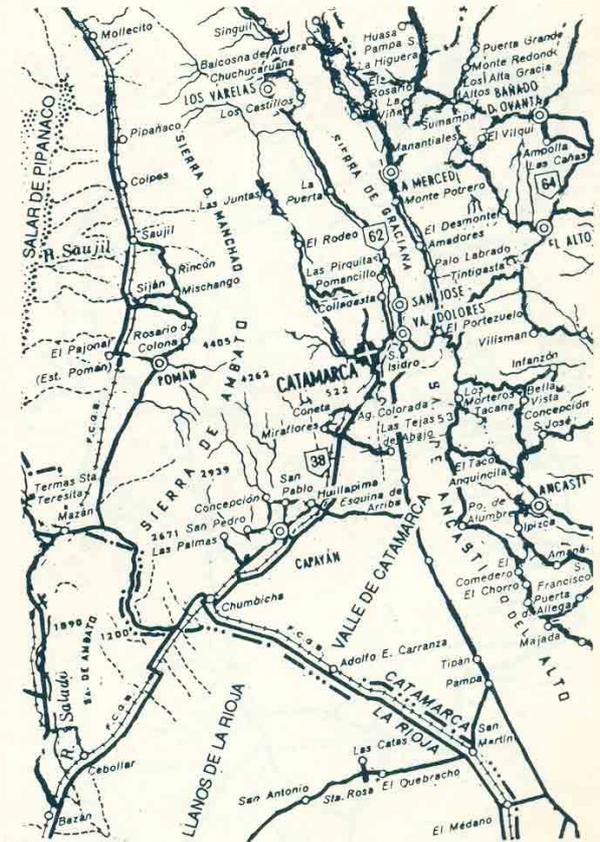
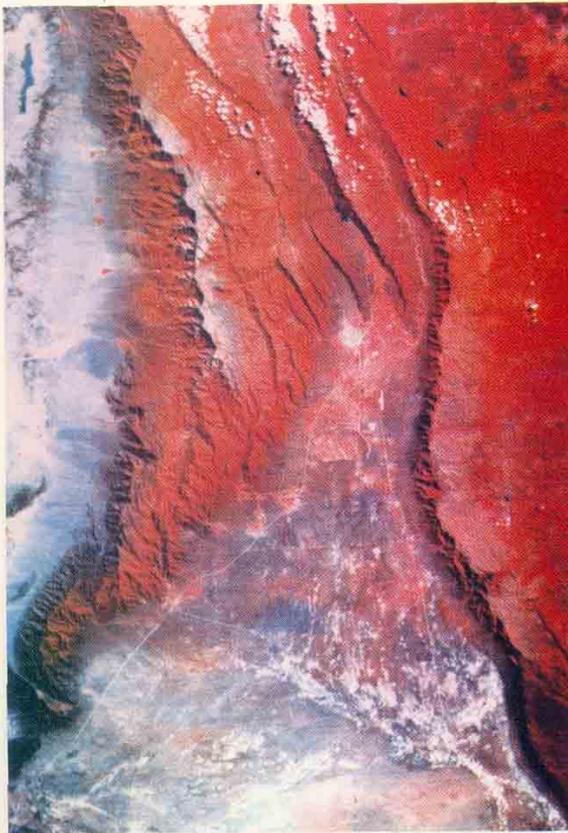
Las montañas bajas, de 1000 m aproximadamente, también funcionan como detonadores de las condiciones favorables para la formación de las nubes, pero la baja altitud de las sierras condiciona que las mayores precipitaciones ocurran no sobre la ladera que obliga al ascenso del aire, sino sobre la que se encuentra a sotavento. Por su baja altitud el relieve no puede impedir que se produzca la deriva de las nubes formadas como consecuencia de su efecto desencadenante. Ello unido al tiempo necesario para que se alcance el tamaño de gota de lluvia, luego de la condensación, hace que las precipitaciones máximas ocurran una vez transpuestas las cimas y más aún, pueden llegar a producirse sobre las tierras bajas también ubicadas a sotavento (3).

BARLOVENTO: DE DONDE VIENE EL VIENTO, CONTRARIO SOTAVENTO.

Fig. 3 - El efecto orográfico sobre las precipitaciones y su comportamiento con respecto a relieves de distinta altitud



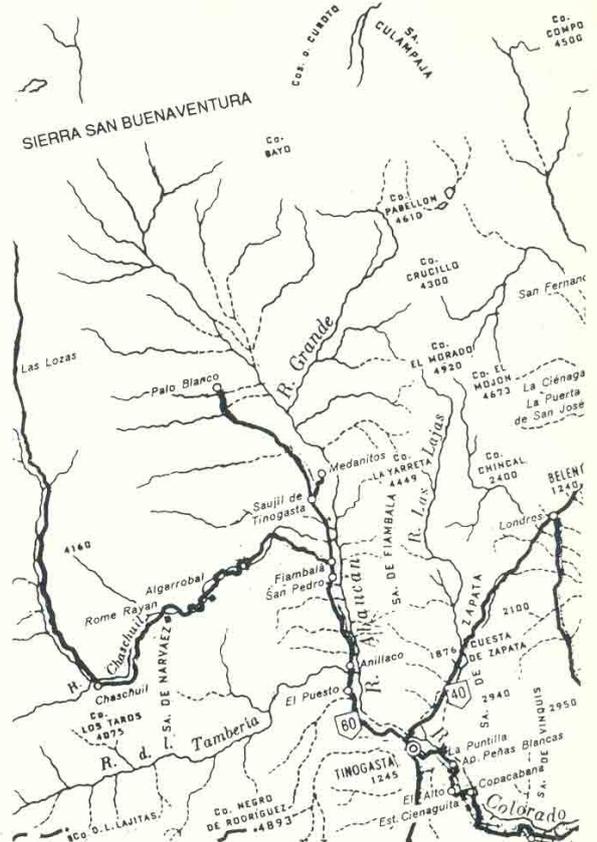
IS 1 - TUCUMAN. Se aprecia el rojo intenso de la selva sobre el Aconquija, la zona cañera más tenue y la depresión tucumana más oscura. Sobre los faldeos la nubosidad (manchones blancos) se ubica sobre los filos, quedando despejados los valles. Detrás del Aconquija no se aprecia vegetación activa, debido a su aridez.



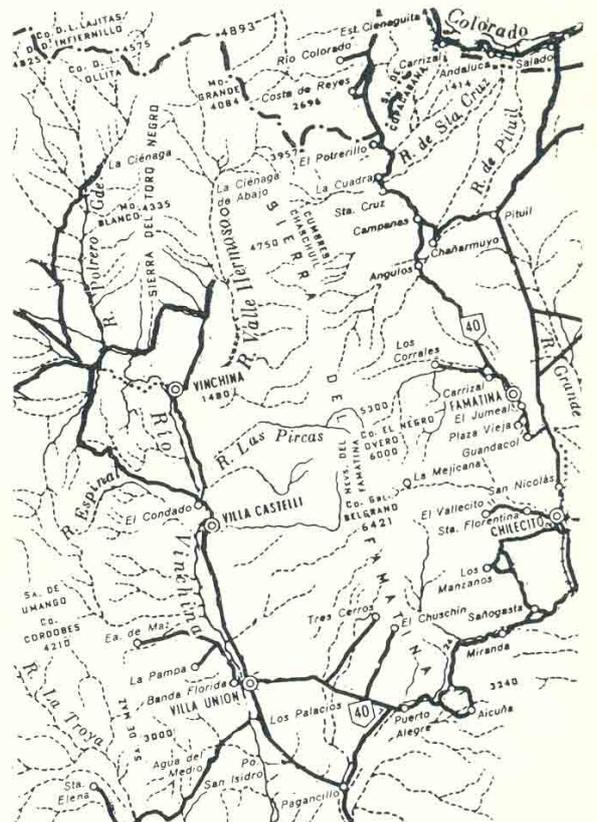
IS 2 - CATAMARCA. Sobre las sierras de Ancasti y Ambato los manchones de rojo intenso señalan importante vegetación activa. El Valle de Catamarca y más aún el salar de Pipanaco y sus tierras circundantes muestran su aridez.

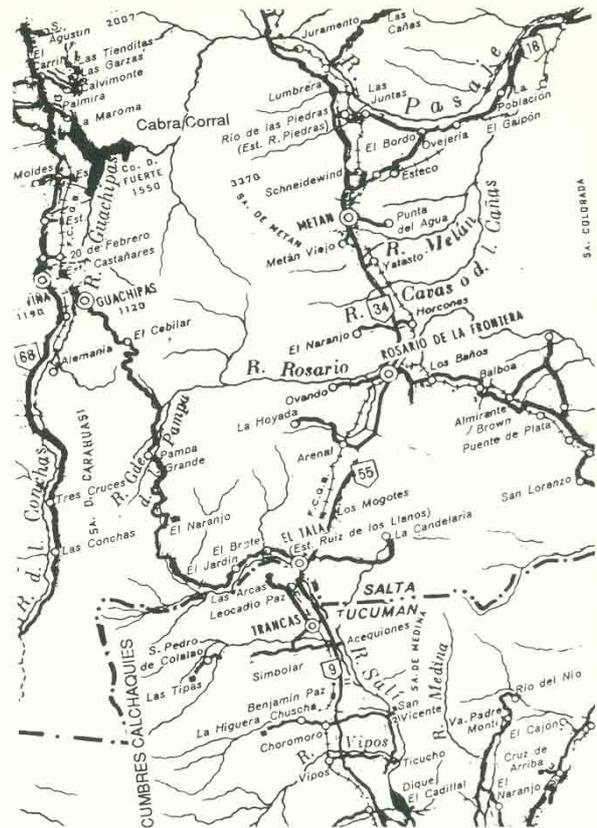
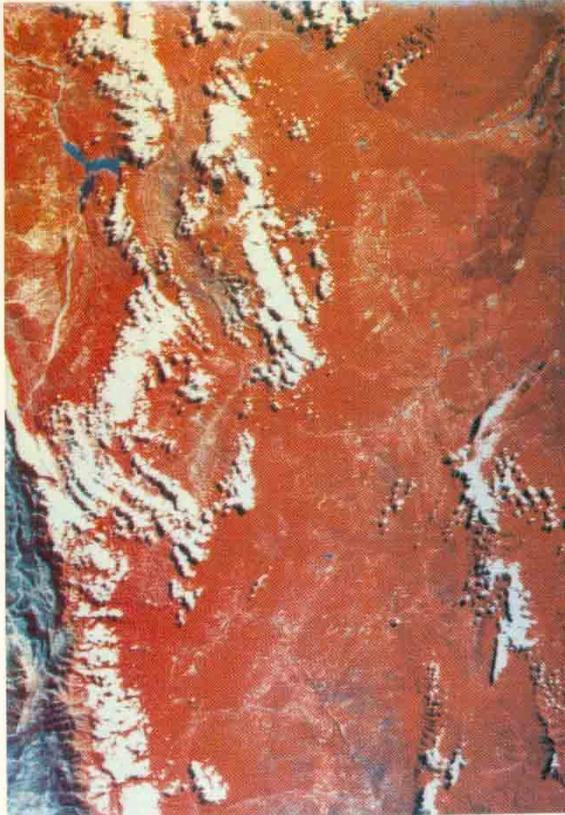


IS 3 - FIAMBALA. Sobre los faldeos orientales de las sierras de Fiambala, Zapata y Vinquis se observa vegetación activa a pesar de estar ubicadas bastante al Oeste de la primera barrera climática casi total, el Aconquija. Ello indicaría un nuevo efecto orográfico positivo sobre las precipitaciones. En el árido valle de Fiambala el rojo "acotado" señala los oasis de riego.

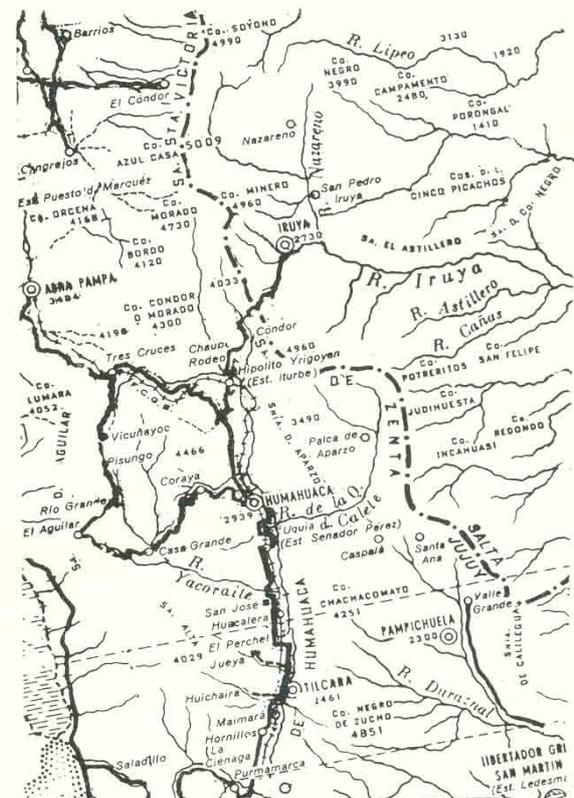


IS 4 - FAMATINA. Como en la IS 3, se aprecia el color rojo sobre las laderas orientales de la sierra de Famatina. El valle de Vinchina muestra su aridez.



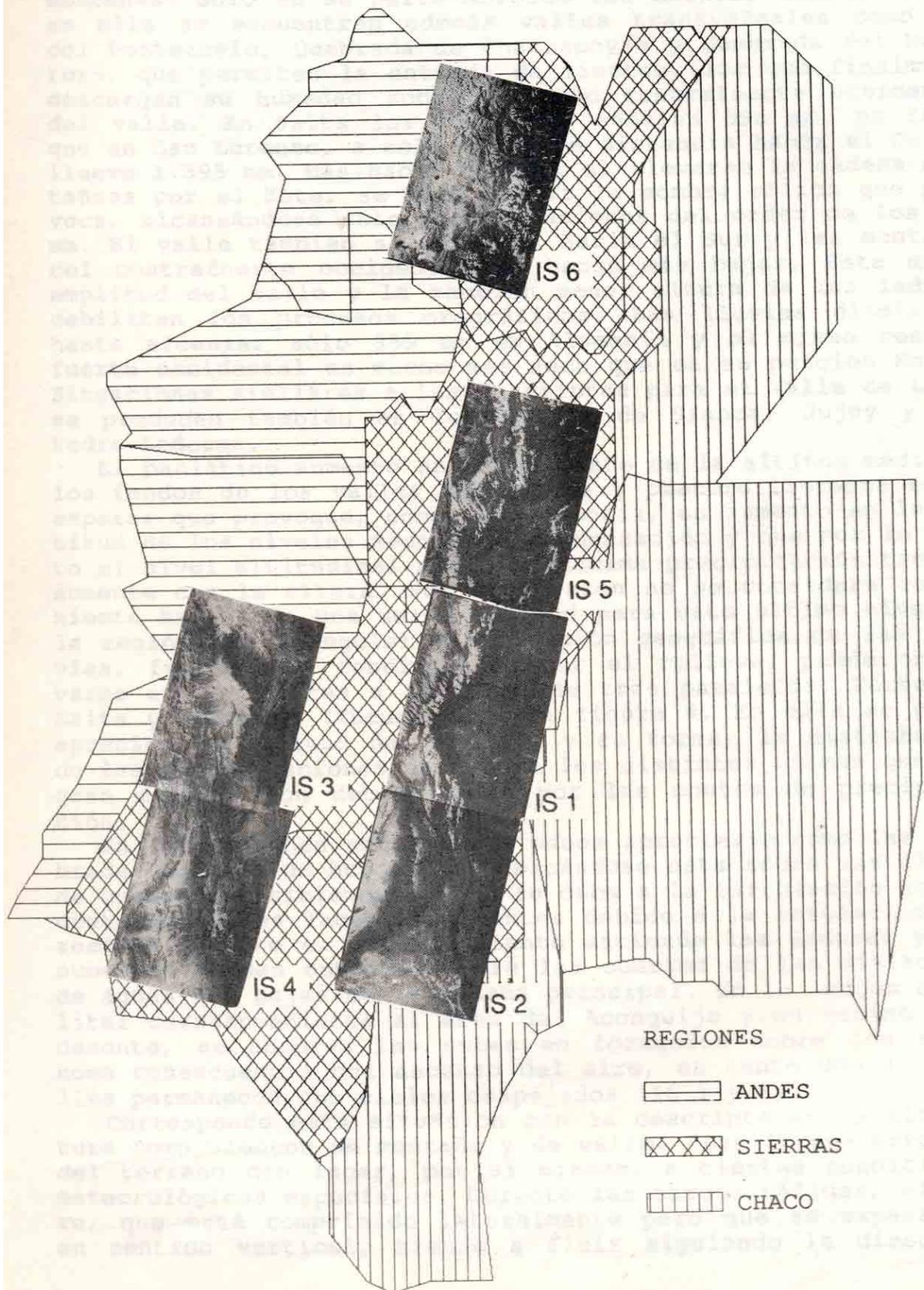


IA 5 - CABRA CORRAL. Las sierras Subandinas no actúan como barreras climáticas absolutas; el rojo de la vegetación activa se extiende casi por toda la imagen. Sólo la quebrada del río las Conchas, por la que discurre el camino a Cafayate, se ve sin vegetación "detrás" de las Cumbres Calchaquies y la Sierra de Carahuasi.



IA 6 - HUMAHUACA. El rojo intenso ubica a la importante selva montana de la cuenca superior del río Bermejo. La degradación del rojo hacia el oeste señala los pastizales y la prepuna. Ya en el altiplano se puede apreciar un cierto tono amarillo-naranja, en los lugares que dejan las nubes "aborregadas", que reflejaría la relativa mayor precipitación de esta parte de la Puna y que permite una vegetación esteparia.

UBICACION DE LAS IMAGENES SATELITALES EN LA REGION



Aconquija-Cumbres Calchaquías. Pero dicho efecto positivo debe contabilizarse a partir de los 100 mm que llueve en las tierras relativamente planas de los valles y bolsones. Las lluvias sobre estas montañas se estiman del orden de los 400 mm, menores a la cantidad básica inicial aportada por la circulación general sobre la llanura chaqueña. Los valles de Fiambala y del río Vinchina muestran su gran aridez. En la IS 3 el valle de Fiambala es cerrado por el Norte por la cordillera de San Buenaventura que a su vez define el límite Sur de la Puna. Esta sierra aparece en la imagen como un gigantesco escalón entre el altiplano y las tierras relativamente bajas del valle. En la parte superior de la imagen se alcanza a ver parte del extremo Sur de la Puna, justamente la zona más árida de toda la meseta, con lluvias estimadas por debajo de los 50 mm anuales.

En la IS 2, el color rojo se manifiesta nítidamente sobre las sierras. En cambio las zonas bajas y llanas como el Valle de Catamarca, apenas si reflejan en el infrarrojo por la pobre cubierta vegetal del valle. En el aún más árido salar de Pipanaco y sus tierras aledañas, sólo los oasis de riego se reconocen como pequeños manchones rojos. Las lluvias son de aproximadamente 300 mm anuales en el valle y de apenas 100 mm en el salar.

Más al norte, la presencia de las sierras Subandinas en forma de cordones discontinuos, más bajos que el Aconquija y separados por amplios valles del elevado Borde Oriental de la Puna, complica un tanto el esquema relativamente simple descrito anteriormente. A medida que los vientos húmedos alcanzan las distintas sierras y es provocado el efecto orográfico ya descrito, se producen varias zonas con altas precipitaciones y también regiones secas a sotavento de las cadenas montañosas, si bien no tan áridas como las ubicadas al oeste de la alta cadena del Aconquija.

La altura de las sierras Subandinas, de 2.000 m aproximadamente, alcanza para provocar la formación de nubes de gran desarrollo vertical. Estas, en su deriva hacia el oeste y como consecuencia de la baja altura relativa de las sierras, pueden llegar a favorecer con sus precipitaciones a las laderas orientadas en esa dirección. Prueba de ello es que sobre la sierra de Santa Bárbara, por ejemplo, se ubiquen formaciones arbóreas de alto porte en sus laderas occidentales (apreciables en fotografías aéreas) y que prácticamente no se produzcan variaciones del color rojo en las imágenes satelitales (IS 5), antes, sobre o después de transponer las sierras. Es decir que, como barreras climáticas, las sierras Subandinas no actúan con la misma eficiencia que el Aconquija y por consiguiente el efecto orográfico negativo sobre los valles y tierras planas a sotavento de las mismas es de menor magnitud. En esas tierras las precipitaciones son apenas inferiores a la cantidad "básica" establecida para el Chaco semiárido. Si la sierra es aún más baja, del orden de los 1000 m, puede ocurrir que las precipitaciones sean más fuertes al Oeste de la cadena montañosa que al Este de la misma. Ejemplo de ello puede considerarse lo que sucede con la sierra del Alto Río Seco o Cumbre de San Antonio (Tartagal, al Este de la sierra 911 mm; San Telmo, al Oeste, sobre el río Tarija, 1.419 mm). Aquí, la sierra dispara los mecanismos de ascenso de aire, pero la nube puede continuar su formación una vez superada la barrera orográfica y descargar también gran parte de la lluvia más allá de las cimas. Otra consecuencia de la menor altitud de las sierras Subandinas es que su influencia sobre las precipitaciones hacia el Este, sólo se manifieste sobre una estrecha franja de la vecina llanura chaqueña, tal como ocurre con la región denominada "Umbral al Chaco" (39). En esas tierras se ha producido un considerable aumento de la superficie agrícola, dedicada especialmente a cultivos estivales a secano, como en el noreste de Tucumán, Oeste de Santiago del Estero o en Salta, en las zonas Las Lajitas-Luis Burela y de Coronel Cornejo-Tartagal.

Las lluvias en los valles

Por otra parte, los cortes transversales que separan a cada cordón montañoso, debidos a la discontinuidad orográfica de estas sierras, permite el paso de las masas de aire sin que éstas sufran pérdidas de humedad, lo que provoca la formación de otros núcleos de relativamente altas precipitaciones en las cadenas orográficas ubicadas más al Oeste.

De tal forma, los valles que separan longitudinalmente a los cordones montañosos son más secos al Este, aumentando las precipitaciones hacia el Oeste. Por ejemplo, el Valle de Lerma se encuentra rodeado casi en toda su periferia por altas montañas. Sólo en su parte Noreste las alturas son menores y en ella se encuentran además valles transversales como los del Portezuelo, Quebrada de Chachapoyas y Quebrada del Mojotoro, que permiten la entrada de vientos, los que finalmente descargan su humedad sobre el alto contrafuerte occidental del valle. En Salta los registros señalan 695 mm, en tanto que en San Lorenzo, a sólo 11 km de distancia hacia el Oeste, llueve 1.395 mm. Mas hacia el Sur, al elevarse la cadena montañosa por el Este, se hace sentir la sombra eólica que provoca, alcanzándose sólo precipitaciones del orden de los 400 mm. El valle también se estrecha hacia el Sur y las montañas del contrafuerte occidental se hacen más bajas. Esta menor amplitud del valle y la también menor altura de las laderas debilitan los procesos orográficos. Las lluvias disminuyen hasta alcanzar sólo 359 mm en Alemania y el mismo contrafuerte occidental es mucho más seco que en su porción Norte. Situaciones similares a las descritas para el Valle de Lerma se producen también en los valles de Siancas, de Perico y de San Pedro - Ledesma.

El paulatino aumento hacia el Oeste de la altitud media de los fondos de los valles subandinos y precordilleranos es de esperar que provoque, como consecuencia, un aumento en la altitud de los niveles medios de condensación y que por lo tanto el nivel altitudinal medio de máxima precipitación también aumente con la altura. Por esta razón no se considera conveniente hablar de una única altitud para este último nivel en la región. La irregular distribución geográfica de las lluvias, fuertemente condicionada por el relieve, puede observarse en los cortes a lo largo de tres paralelos: Tartagal, Salta y Monteros (Tucumán) de la figura 4. En ella se puede apreciar la altitud del relieve y su forma, la distribución de las precipitaciones, así como los distintos biomas que, en gran medida, son determinados por los montos de precipitación.

En las imágenes satelitales puede apreciarse como las quebradas carecen de nubosidad, ubicándose esta sobre las líneas de cumbres. Posiblemente ello se deba a la circulación ascendente sobre las laderas calientes debido a la insolación que reciben durante el día. El viento asciende las laderas y las nubes se forman entonces sobre las cumbres de las divisorias de aguas que bajan de la cadena principal. En la imagen satelital correspondiente al área del Aconquija y su vecino piedemonte, se observa las nubes en formación sobre los filos como consecuencia del ascenso del aire, en tanto que los valles permanecen con cielos despejados (IS 1 y 5).

Corresponde esta situación con la descrita en la literatura como vientos de montaña y de valle. "Las irregularidades del terreno dan lugar, por sí mismas, a ciertas condiciones meteorológicas especiales. Durante las tardes cálidas, el aire, que está comprimido lateralmente pero que se expande en sentido vertical, tiende a fluir siguiendo la dirección del eje del valle. Estos vientos, denominados vientos de valle, son generalmente flojos y necesitan para desarrollarse un débil gradiente regional de presión. Este flujo a lo largo del valle principal se produce más o menos simultáneamente con los vientos anabáticos (ascendentes), que se forman como resultado del mayor calentamiento de las laderas del valle en comparación con su fondo" (3). Las incipientes formaciones nubosas sobre las laderas que se observan en

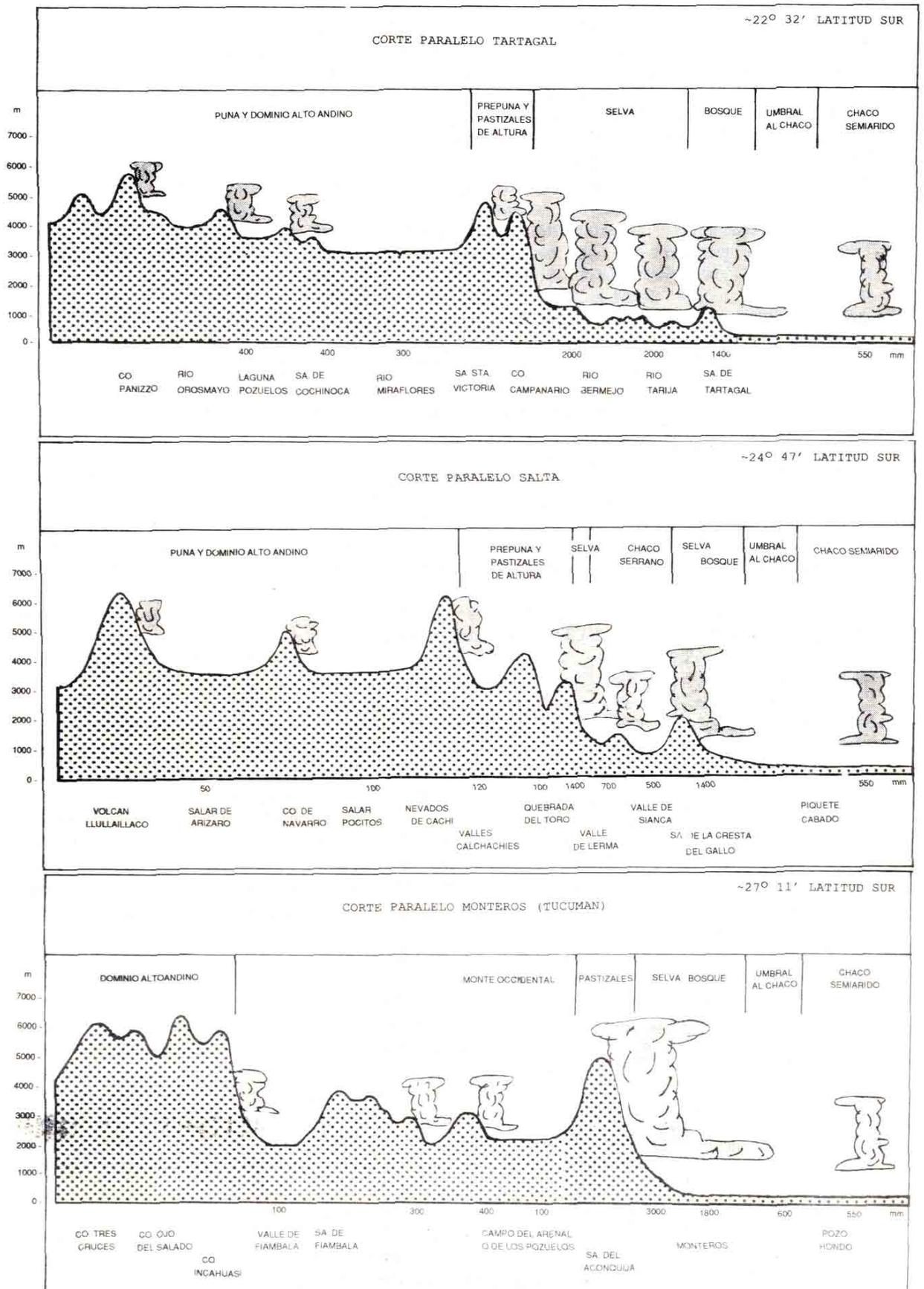


Fig. 4 - Distribución de las precipitaciones, fuertemente condicionada por el relieve, sobre tres paralelos (Tartagal, Salta y Monteros (Tucumán) y los ditintos biomas que en gran medida son determinados por ella.

la imágenes satelitales, con el avance del proceso, se puede esperar que progresen hasta extender el fenómeno sobre toda la ladera de la cadena principal, formándose nubes de gran desarrollo vertical que precipitarían hacia el fin de la tarde. Durante la noche se produce el proceso inverso: el aire frío y más denso de los niveles superiores se hunde en las depresiones y valles produciendo un área de convergencia hacia los centros de los mismos que motiva un ascenso de aire posibilitando la formación de nubes sobre los ejes de los valles y la correspondiente precipitación nocturna.

En la figura 5 se ha realizado una adaptación de las condiciones descritas en la bibliografía (18) para lo que se puede esperar que suceda en el Valle de Lerma. En un análisis de las precipitaciones sucedidas durante el mes de enero en la estación agrometeorológica SALTA INTA, ubicada en el centro del valle de Lerma sobre una muestra al azar de cinco años de veintidós, el 59 % de las lluvias se produjeron durante la noche, considerándose a ésta como el lapso de tiempo entre las 21,00 y las 08,00 hs, el 10 % por la mañana, es decir entre las 08,00 y las 14,00 y el 31 % a la tarde, entre las 14,00 y las 21,00.

En las profundas quebradas que descienden del cuerpo de la Puna, se produce un acentuado descenso de las precipitaciones, aunque en sus tramos finales pueden portadores de humedad. Así, la Quebrada de Humahuaca, muy abierta hacia el valle de verse favorecidas si están bien orientadas para la libre entrada de los vientos Jujuy, presenta altas precipitaciones hasta bastante dentro de ella, aunque las mismas son reducidas si se las compara con las registradas en Laguna de Yala o Termas de Reyes, ubicadas sobre quebradas menores laterales al valle principal. Las precipitaciones en San Salvador son de 826 mm anuales, Yala 886 mm, León 892 mm (a 1.622 m de altura y a 23 km de la boca de la quebrada). A partir de esta localidad se produce una rápida disminución al ascender la cuesta de Volcán, localidad ubicada a 15 km de León y a 2.078 m de altura, y en la que sólo llueven 392 mm anuales. Desde Jujuy, presenta altas precipitaciones hasta bastante dentro de ella, aunque las mismas son reducidas si se las compara con las registradas en Laguna de Yala o Termas de Reyes, ubicadas sobre quebradas menores laterales al valle principal. Las precipitaciones en San Salvador son de 826 mm anuales, Yala 886 mm, León 892 mm (a 1.622 m de altura y a 23 km de la boca de la quebrada). A partir de esta localidad se produce una rápida disminución al ascender la cuesta de Volcán, localidad ubicada a 15 km de León y a 2.078 m de altura, y en la que sólo llueven 392 mm anuales. Desde Tumbaya a Humahuaca, las precipitaciones son menores a 200 mm, siendo estos registros de la parte árida de la quebrada también menores a los obtenidos en sus inmediaciones pero fuera del fondo del valle principal: Coctaca 306, Cianzo 410 mm. En general puede decirse que las quebradas, (nombre regional que reciben los valles fluviales en V) son más secas que las tierras más altas circundantes, podría señalarse que las mismas ejercen un efecto negativo sobre la producción de lluvias.

La quebrada del Toro, orientada de noroeste a sudeste se presenta transversal a los vientos (predominantes del noreste en el Valle de Lerma), además su boca es bastante cerrada y su interior muy encajonado entre altos paredones. En su margen izquierda se ubica la sierra de Chañi, que con alturas superiores a los 4.000 se convierte en una importante barrera climática. Por ello esta quebrada es muy árida en toda su extensión. En Campo Quijano llueve 889 mm; en Dique Nivelador Río Toro, en la boca de la quebrada, 1.020 mm; en El Alisal, sólo 10 km en el interior de la quebrada, llueve nada más que 390 mm y en Chorrillos apenas 148 mm, siendo menores a 100 mm las lluvias en el tramo que va desde Ingeniero Maury a Puerta de Tastil.

En cambio, en la Quebrada de Escoipe, mejor orientada en su parte final para la entrada de los vientos húmedos, las laderas presentan vegetación con características

selváticas hasta aproximadamente 10 km en su interior. Allí, un brusco cambio en la dirección de la quebrada provoca un considerable descenso de las precipitaciones, que es puesto de manifiesto por la vegetación que pasa a ser xerófila. Aparecen los cardones, especialmente en las laderas orientadas al Norte, las que por su mejor exposición a los rayos solares tienen un mayor déficit hídrico. Ya muy dentro de quebrada, posiblemente por una reactivación de los procesos orográficos, se produce un aumento de las lluvias. Los vientos, que sin gran oposición y siguiendo su trazado han penetrado profundamente en la quebrada, ven impedido su paso al cerrarse ésta en el gran anfiteatro de la Cuesta del Obispo. Entonces se elevan y producen precipitaciones del orden de los 700-800 mm que, unidas al suplemento de agua que directamente descargan las nubes al apoyarse en las laderas, favorecen la instalación de una formación de pastizales húmedos.

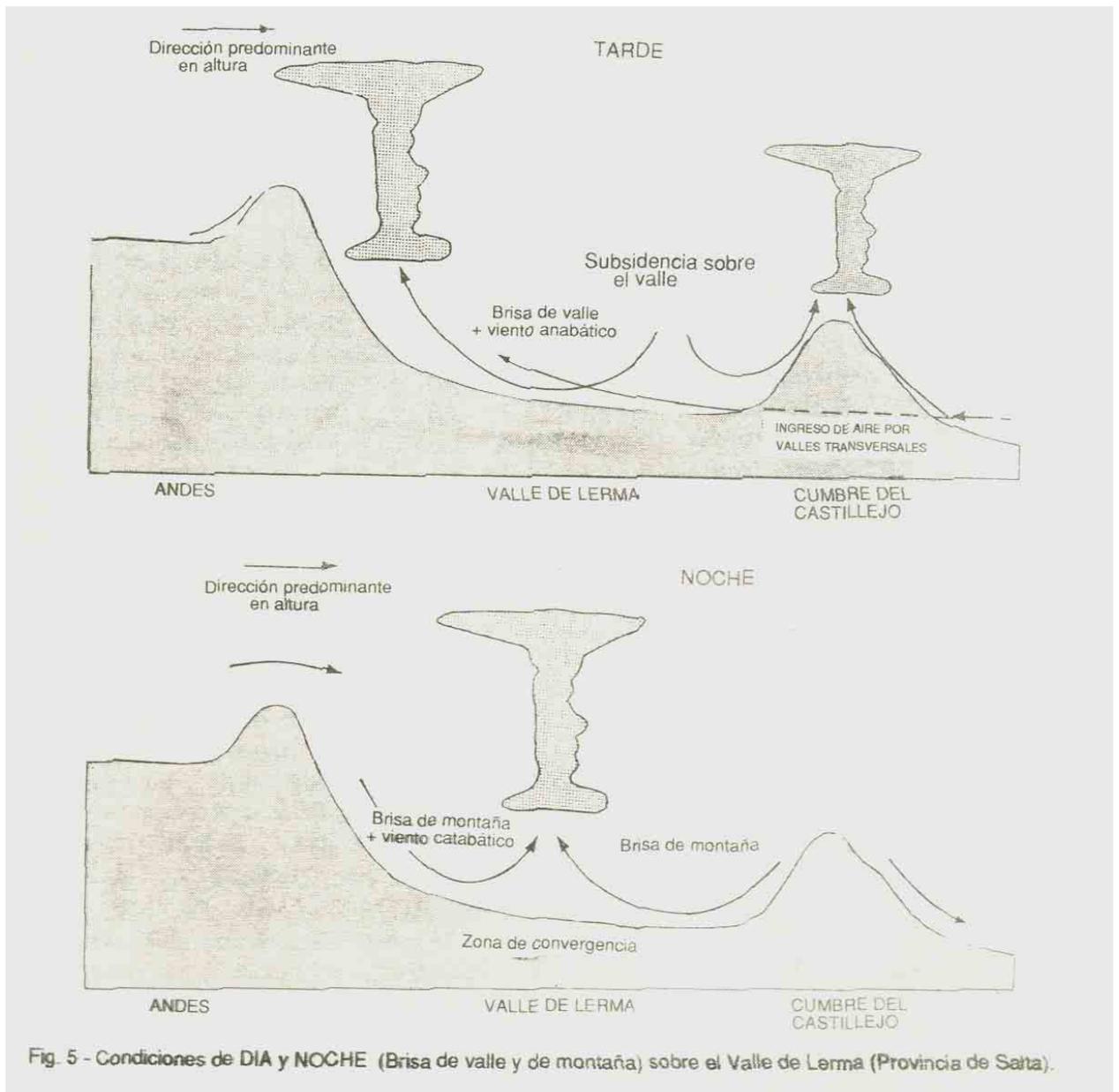


Fig. 5 - Condiciones de DÍA y NOCHE (Brisa de valle y de montaña) sobre el Valle de Lerma (Provincia de Salta).

Por otra parte, algunas quebradas menores que descienden desde altas sierras como las de Chañi y Aconquija, con un pronunciado gradiente topográfico y bien orientadas para la penetración de los vientos húmedos, recogen altas precipitaciones. Así ocurre al Oeste San Salvador de Jujuy en las quebradas de Yala, Reyes y Guerrero (19), San

Lorenzo y Corralito en Salta, o la del Portugués en el Aconquija en la que se han estimado lluvias superiores a 3.000 mm (21). Ahora bien, la observación de la vegetación de porte muy importante en el umbroso fondo de las quebradas laterales, induce a pensar en una mayor disponibilidad de agua en esos sitios. Ese suplemento hídrico sería aportada por el escurrimiento superficial y subsuperficial que perdería velocidad hacia el fondo de la quebrada. Ello unido a la menor disponibilidad energética, ofrecería un balance de agua en el suelo superior al de los filos y laderas mejor expuestas a los rayos solares y no a mayores precipitaciones exclusivas de esos lugares muy frondosos. Además, como se observa en las imágenes satelitales, los fondos de valles y quebradas permanecen sin nubosidad y ésta se manifiesta sobre los filos tal como fuera descrito para la situación diurna. Las lluvias nocturnas que se producen con más asiduidad sobre los fondos de los valles, tal como se propuso, no alcanzan a compensar el efecto orográfico diurno sobre laderas y cumbres. Por otra parte, las formaciones nubosas que en las IS se manifiestan en estado incipiente, con el avance del proceso y alcanzar el estadio de productoras de lluvias, son de tal magnitud que es de suponer la ocurrencia de precipitaciones generalizadas sobre toda la ladera, diferenciándose los montos de las mismas, más por altitud, que por condiciones laterales.

En el Norte de la provincia de Salta se produce un amplio campo de altas precipitaciones con una máxima en Alarache, sobre el río Bermejo, de 2.284 mm anuales para el período 1972/90. Este campo de altas precipitaciones se extiende bastante hacia el Sur finalizando cuando la serranía de Calilegua es cortada por el río San Lorenzo en la provincia de Jujuy. En la IS 6 la selva se muestra en todo su esplendor, el que se manifiesta por el intenso rojo ubicado a la derecha de la imagen. Aquí se suman, al efecto orográfico, la situación de la región en la periferia de la ITCZ con sus condiciones de alta inestabilidad. Por otra parte, debido a su situación tropical y al efecto topográfico que permite el escurrimiento del aire frío hacia los lugares bajos, en las noches de enfriamiento radiactivo, existen sitios con muy baja frecuencia de heladas. Consecuentemente se manifiesta una de las mayores muestras de vegetación tropical de nuestro país, que alcanza a ser integrada por los helechos arborescentes del Parque Nacional Baritú.

Las lluvias en La Puna

En la región de los Andes, la Puna se comporta "como una aislada superficie de considerable calentamiento en altura (utilizando prácticamente toda la radiación neta disponible, dado que la evaporación en esa región árida es insignificante) que desarrolla un fuerte ascenso de aire caliente en la atmósfera" (25). Este aire que asciende sobre la superficie puneña debe ser compensado por aire procedente de las zonas vecinas más bajas, siendo muy fuertes los sistemas locales de vientos valle arriba durante el día 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 la sierra de Santa Victoria y del Aguilar y aún más de 6.000 m en los nevados de Chañi, Palermo y Cachi) que produce un efecto orográfico negativo sobre los valles y bolsones, formándose un desierto de altura.

En el dominio vegetal denominado altoandino, que se extiende por encima de 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. En el borde oriental el nivel de las nieves se halla más bajo, alrededor de 5.500 m. El cerro del Castillo o Nevado de Güemes (5.400 m) no presenta frecuentemente nieve en sus cumbres durante el invierno. Contrariamente, un manto blanco no muy persistente suele observarse durante la primavera y el otoño cuando hay más humedad en el aire y las temperaturas no son tan altas como en el verano; aún en esta última estación suele producirse nevadas en sus cumbres. En el invierno no se producen nubes de gran desarrollo vertical y la nubosidad estratiforme sólo puede provocar neviscas por debajo de su techo, sobre el piedemonte y laderas bajas de los cerros que rodean los valles. En cambio los cumulonimbos, que comienzan a manifestarse un tanto avanzada la primavera, sí pueden aportar nieve a las altas cumbres del contrafuerte oriental de la Puna.

Cabrera (8), distingue en la Puna dos zonas por su cubierta vegetal. Una al sudoeste que él denomina "desértica" en que las precipitaciones alcanzan sus más bajos registros regionales (menores a 50 mm anuales). Es la Puna de los salares, que ocupan los fondos de los valles y bolsones. También recibe el nombre de "desierto de escombros".

La otra zona se ubica al noreste, en la provincia de Jujuy. Es la denominada Puna "seca o espinosa" con mayores precipitaciones, del orden de los 300 a 400 mm anuales. En ella los salares son reemplazados por lagunas y una vegetación más o menos continua cubre el suelo si es que no se ha practicado un pastoreo excesivo. Las cadenas montañosas que recorren la región con dirección meridiana, se elevan por sobre el piso de la meseta con alturas que muchas veces no alcanzan a superar los 1000 metros. Sin embargo, tal como puede observarse en las imágenes satelitales, todavía producen el efecto orográfico formador de nubes. Ello también ocasiona aquí una distribución irregular de los escasos montos de precipitación. Sin embargo los bajos valores de evapotranspiración potencial, consecuencia de las relativamente bajas temperaturas debidas a la altura, permiten dos meses sin déficit de agua en el suelo durante el verano, circunstancia que al aplicar la fórmula climática de Thornthwaite clasifica a la zona como semiárida.

En los cortes de la figura 5, se puede apreciar la altitud del relieve y su forma a lo largo de tres paralelos: Tartagal, Salta y Monteros (Tucumán), la distribución de las precipitaciones, así como los distintos biomas que, en gran medida, son determinados por los montos de precipitación.

Las lluvias en el chaco occidental

Los vientos que impulsados por el anticiclón del Atlántico, arriban al continente descargan con mayor intensidad precipitaciones sobre las cadenas costeras del Brasil, lo que origina la presencia de la llamada Mata Atlántica, selva costera que se instala sobre las laderas del relieve orientadas hacia el Este. Paulatinamente disminuyen las precipitaciones hasta valores cercanos a los 1400 mm en territorio argentino, en la zona de las Cataratas del Iguazú. Las lluvias siguen disminuyendo a valores de aproximadamente 1000 mm en el eje Norte-Sur del río Paraná. Al Este de la Provincia de Santiago del Estero se ubica una estrecha faja denominada Chaco Subhúmedo, en la que las lluvias permiten realizar agricultura de secano, (soja, sorgo, maíz, algodón). Más al Oeste se instala el llamado Chaco Semiárido o Chaco Occidental, con precipitaciones del orden de los 550-650 mm. En esta zona se registran muy altas temperaturas (se registró la máxima oficial para Sudamérica con 48,9 °C en la Estación Climática del Servicio Meteorológico Nacional ubicada en Rivadavia en el Chaco Salteño. La alta disponibilidad de energía produce también altas tasas de

evapotranspiración. En la localidad de Tolloche (Salta) se han registrado valores de evaporación en tanque que dan un promedio de 1512 mm anuales (con máximas de 1667 y mínimas de 1347. Estas tasas de evapotranspiración hacen que en ningún mes del año las lluvias superen a la evapotranspiración potencial por lo que la región se la describe climáticamente como clima semiárido, megatermal en la parte Norte (Método de Thornthwaite). Estas condiciones climáticas hacen muy difícil el sustento de una actividad agrícola sostenible en el tiempo. Por ello se deben realizar los mayores esfuerzos para no ocupar estas tierras con aspiraciones productivas que eliminen la cubierta boscosa en forma total o dejando muy pobre cubierta vegetal en los desbajados para ganadería. El desmonte total es altamente desaconsejable para esta región.

Las lluvias sobre el umbral al chaco

Al Este de las Sierras Subandinas y Pampeanas, en su piedemonte y la vecina llanura, se produce un aumento de las precipitaciones por razones orográficas como ya se ha descrito. Este aumento queda manifiesto a partir de la isohieta de 600 mm, límite oriental con el Chaco Semiárido. Hacia el Oeste, sobre las tierras planas del piedemonte y la vecina llanura se llega a precipitaciones de 900 mm y en algunas situaciones especiales a 1000 mm. Estas condiciones hacen que durante los tres meses cálidos, coincidentes con la época de mayores precipitaciones, se produzca la satisfacción de la Evapotranspiración Potencial en la mayoría de los años. De tal forma en esos meses no habría déficit climáticos de agua, aunque por supuesto se producen sequías ocasionales producto de situaciones meteorológicas particulares. De esta manera se considera a esta subregión como apta para la agricultura. De hecho se ha convertido en los últimos treinta años en la región de expansión de la frontera agrícola. (imágenes satelitales de 1972 muestran que todavía no se habían producido los desmontes que habilitaron estas tierras para agricultura de secano). La producción de poroto se ha instalado en la zona Norte, al Este de la ruta 34 (eje Embarcación-Tartagal –Pocitos) sobre las tierras más secas. La soja y maíz ocupan el resto del Umbral al Chaco. La soja produce en las zonas no porotera sobre aproximadamente el 90 % de la superficie siendo el maíz el otro cultivo. Se puede hablar entonces de prácticamente un monocultivo de soja o de poroto, según el área que se considere.

Los problemas principales se deben a las lluvias tropicales de alta intensidad que ocasionan problemas graves de erosión hídrica, a las altas temperaturas que producen la rápida mineralización de la materia orgánica y al deterioro ambiental producido por el monocultivo al no romperse los ciclos de las plagas y enfermedades.

ALTERACIONES SOBRE EL OCÉANO PACIFICO Y SU POSIBLE INFLUENCIA SOBRE LAS LLUVIAS DEL NOROESTE ARGENTINO

El fenómeno ENSO

Desde hace mucho tiempo, los pescadores peruanos conocían una corriente cálida de superficie que aparece cada cierto tiempo corriendo hacia el Sur sobre la costa del país, introduciéndose como una cuña entre ésta y la corriente fría de Humboldt, disminuyendo la salinidad e incrementado considerablemente la temperatura de las aguas costeras, elevándolas en el orden de los 7 grados centígrados. Ello provoca un acentuado cambio en las condiciones ecológicas marinas. Desaparece la pesca y consecuentemente del alimento de las aves marinas. La corriente cálida se manifiesta hacia Navidad por lo que recibió el nombre de corriente del Niño (por el niño Jesús).

Este fenómeno, aparentemente local, posteriormente fue descrito como coincidente con cambios importantes en las condiciones de temperaturas de grandes superficies de aguas del Océano Pacífico. Por ello pasó a denominarse "Fenómeno del Niño". Más tarde se comprobó que el calentamiento de la superficie marina debilita los vientos, dirigidos normalmente hacia el Oeste, que soplan en el Pacífico Sur. Ello puede ir acompañado, en simultáneo, con descensos en la presión en el Pacífico Oriental y un aumento en el Occidental. Este proceso se ha denominado la "Oscilación del Sur". El Niño y la Oscilación del Sur son considerados como dos aspectos de un mismo fenómeno que recibe el nombre de ENSO (El Niño/Southern Oscillation) (40).

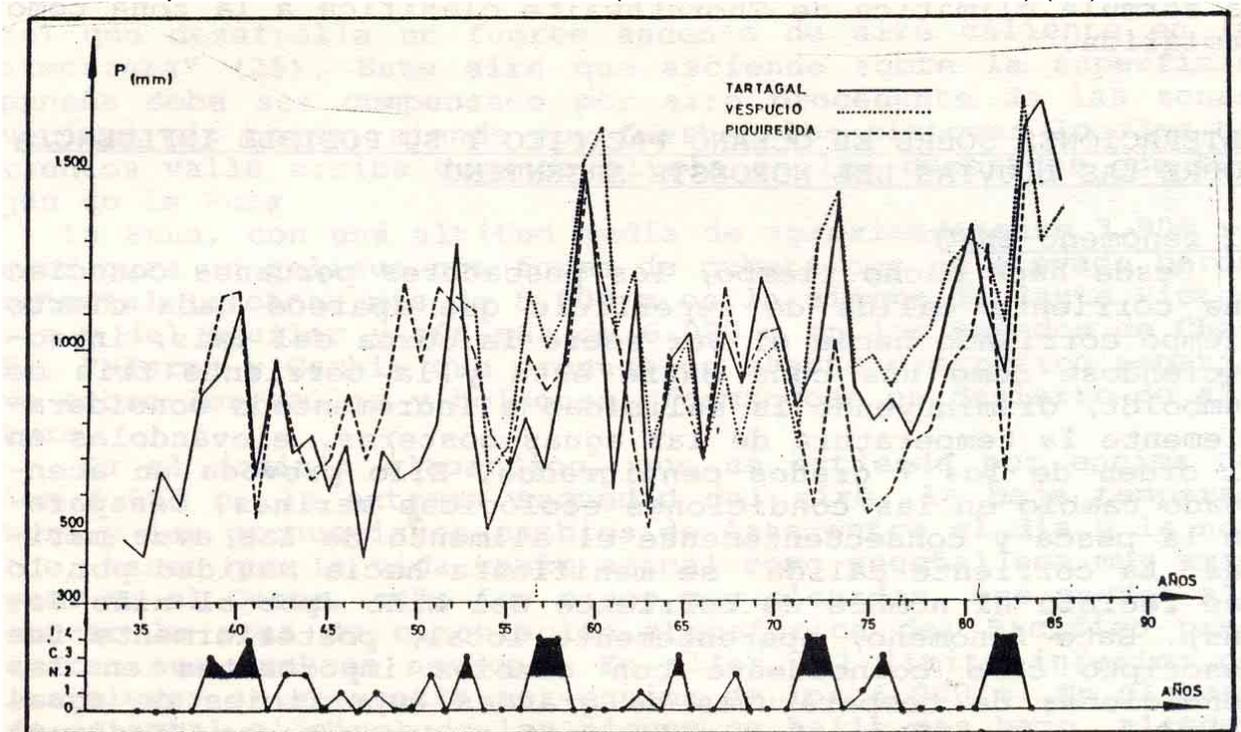


Fig. 6 - El fenómeno ENSO (El Niño/Southern Oscillation). Comparación de totales de precipitación anuales (P en mm) y la Intensidad de la Corriente del Niño (ICN).

Influencia sobre el Noroeste

En la figura 6, correspondiente a un estudio sobre la influencia de El Niño sobre lluvias de gran intensidad en la región (33), se puede apreciar que, de todas las apariciones de la corriente desde 1934, sólo tres han tenido gran persistencia en el tiempo con máxima intensidad. En los años inmediatamente anteriores a estos tres picos persistentes, las precipitaciones, en los lugares considerados, presentaron valores bajos. Al segundo año de comenzar a manifestarse el fenómeno de El Niño las precipitaciones se incrementaron notablemente para alcanzar los picos máximos al año siguiente. Un intento de explicación (33) del fenómeno podría resumirse así: al recrudecer la "Oscilación del Sur" llueve copiosamente en Ecuador y Perú y en la selva amazónica del centro y Oeste del Brasil; gran parte de estos volúmenes excedentarios provocarían intensas crecidas de los ríos y serían retenidos, sobre miles de kilómetros cuadrados, en las tierras bajas del Gran Pantanal, en el curso del río Paraguay. Al año siguiente de manifestarse El Niño, esta enorme superficie evaporante sobrealimentaría de humedad a la masa de aire Ecuatorial Continental. Ello provocaría lluvias muy intensas al ingresar a la región por su extremo noreste. También se han observado lluvias excesivamente altas durante el año 1984 en algunas localidades de la Puna

seca o espinosa: Santa Catalina 1.046 mm, Cienaguillas 742 mm, Rinconada 1.046 mm, que podrían también deberse a las razones expuestas.

RECOPIACIÓN DE LA INFORMACIÓN PLUVIOMÉTRICA

A.R. Bianchi

fuentes de la información recopilada

La información pluviométrica recopilada procede de distintos organismos nacionales, provinciales y de la actividad privada.

La sigla entre paréntesis se corresponde con la que identifica a las distintas fuentes en las planillas de datos.

Organismos nacionales

- Ferrocarril General Belgrano: Puestos pluviométricos del Servicio Meteorológico Nacional (FCGB).
- Servicio Meteorológico Nacional: Estaciones meteorológicas (SMN).
- Agua y Energía Eléctrica de la Nación: Estaciones hidrometeorológicas (AyEE).
- Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria: Estaciones agrometeorológicas (INTA).

Organismos provinciales

- Dirección de Hidráulica de Jujuy (DHJ). Estaciones hidrometeorológicas y puestos pluviométricos.
- Dirección General Agropecuaria de la Provincia de Salta (DGA SALTA): Estaciones agrometeorológicas .
- Estación Experimental Agroindustrial Obispo Colombres (EEAIOC), Tucumán: Estaciones agrometeorológicas y puestos pluviométricos.

Fuentes particulares:

- Ingenio La Esperanza.
- Ingenio Ledesma.
- Finca Pampa Grande.
- Finca San José de Pocoy (Coronel Cornejo).

DESCRIPCIÓN DE LA INFORMACIÓN

La información más abundante corresponde a los puestos pluviométricos del Servicio Meteorológico Nacional instalados en las estaciones del Ferrocarril General Belgrano. Los datos fueron recopilados en las estaciones Salta y Tucumán y en la Casa Central del Ferrocarril en la Capital Federal. También se recibió información complementaria de la Estación Santa Fe de ese ferrocarril. Los datos corresponden en su amplia mayoría al período comprendido entre los años 1934 y 1990, ambos inclusive. Esta información se discontinuó a partir de la prácticamente desaparición de los servicios de ferrocarriles en la década del noventa.

La información correspondiente a las estaciones meteorológicas del Servicio Meteorológico Nacional y la Estación Experimental Obispo Colombres abarcan series más largas, de aproximadamente 80 años.

Un segundo período con un número destacado de localidades corresponde al comprendido por los años 1972/90, con datos pertenecientes a la redes de la Dirección General Agropecuaria de Salta, Agua y Energía Eléctrica y la Dirección de Hidráulica de Jujuy.

En algunos casos, la falta de observaciones por lapsos prolongados determinó la exclusión de esos años del análisis. En los casos en que sólo faltaban registros de algunos meses, se procedió a estimar los datos faltantes por interpolación con los correspondientes a localidades vecinas.

ANTECEDENTES REGIONALES

A.R. Bianchi

Como antecedentes en esta materia se pueden mencionar que el Servicio Meteorológico Nacional (34) ha publicado datos de 10 años (1928/37) correspondientes a los puestos pluviométricos de su dependencia. También para el período 1921/50 la misma institución (35) dio a conocer las medias, máximas, mínimas y otros parámetros para gran número de estaciones del país. Minetti (22), publicó los datos pluviométricos mensuales obtenidos en la Estación Experimental Agroindustrial de Tucumán. En 1975 la Estación Experimental Salta del INTA (5) publicó una recopilación de datos pluviométricos mensuales; en 1981 aparece la primera edición de la publicación "Las precipitaciones en el Noroeste Argentino", cuya ampliación con datos hasta 1990, se publicó en 1992.

En cuanto a la cartografía de la distribución geográfica de las precipitaciones, Hoffmann (15), realizó una revisión de los antecedentes sobre el tema, haciendo notar las deficiencias que existían en ese campo, presentando dos mapas de isohietas anuales con los que logra un importante adelanto en el tema. Para una publicación de la Organización de Estados Americanos (25) se realizó un mapa de precipitación anual media para la región de la Alta Cuenca del Río Bermejo. Anteriormente, Bjerknes (7), estudia el problema y también realiza un mapa de isohietas para el Noroeste. En la Estación Agroindustrial de Tucumán (13) se realizó un mapa de isohietas para esa provincia y en el trabajo "La región del Valle de Lerma" (31) también se incluye un mapa para esa área de la provincia de Salta. En 1975 se confeccionó en la Estación Experimental Salta del INTA (6) un mapa de isohietas anuales para Salta y Jujuy. Posteriormente junto a la primera edición de las Precipitaciones en el Noroeste Argentina esta obra se presentó un mapa de isohietas anuales para la región Noroeste sobre imágenes satelitales. En la actualidad se está retrazado el mapa de isohietas anuales utilizando técnicas de teledetección y de Sistemas de Información Geográfica.

BIBLIOGRAFÍA

1. ADAMOLI, J. y BIANCHI, A.R. 1974. Las selvas de Salta y Jujuy, 14 Jornadas Argentinas de Botánica, Universidad Nacional de Jujuy. Resúmenes.
2. AGUA Y ENERGÍA ELÉCTRICA, 1961. Anuario hidrológico, 1953 - 1958, T. 1, Bs. As. 262 p.
3. BARRY, R.G. y CHORLEY, R.J. 1972. Atmósfera, tiempo y clima. Ed. Omega S.A. Barcelona, 395 p.

4. BATTAN, L.J. 1965. Física y siembra de nubes. EUDEBA. Bs. As. 159 p.
5. BIANCHI, A.R.1975. Las lluvias en el Noroeste Argentino, INTA, EERA Salta, 44 p.
6. BIANCHI, A.R.1975. Mapa de isohietas anuales (1:1000000) in INFORME sobre la problemática regional, INTA, EERA
7. BJERKNES, J. 1955. Mapa de lluvia media anual Noroeste Argentino. Aprovechamiento de los afluentes superiores del río Pasaje o Juramento. Pearsons, Brinckerhoff, Hall y Mac Donald, Ingenieros Consultores, New York, Buenos Aires. Salta.
8. CABRERA, A.L. 1976. Regiones fitogeográficas argentinas, Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería, 2ª ed. T.II, fasc. 1, Ed.ACME S.A.C.I., Bs.As. 85 p.
9. CLAUSSE, R. y FACY, L. 1968. Las nubes. Ed. M. Roca. Barcelona. 191 p.
10. DE FINA, A.L. 1976. Datos agroclimáticos de la República Argentina, IDIA 337342, INTA, pp. 57 186.
11. DOORENBOS, J. 1976. Agrometeorological field stations, Irrigation and drainage paper 27, FAO, Roma, 94 p.
12. DURANDDATES, F. 1972. Climatología. Ed. Ariel. Barcelona. 334 p.
13. ESTACIÓN EXPERIMENTAL AGRÍCOLA DE TUCUMÁN, Mapa de isohietas año, período 192150.
14. FRERE, M., RIJKS, J.Q. Y REA, J. 1975. Estudio agroclimatológico de la zona andina. FAO, UNESCO, OMM, Roma 375 p.
15. 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. 230343.
16. INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR. Carta provisional de la República Argentina. 1: 500000. N° 2366 La Quiaca, 2363 Tartagal, 2569 Paso Socompa, 2566 Salta, 2563, Monte Quemado, 2769 Fiambala, 2766 Tucumán, 2763 Santiago del Estero, 2966 Catamarca, 2963 Añatuya.
17. INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR. Carta Aeronáutica Mundial, OACI, 1: 1000000. N° 3315 Resistencia, 3316 San Miguel de Tucumán, 3259 Tartagal.
18. JACKSON, I.J. 1977. Climate, water and agriculture in the tropics. Ed. Longman. N. York. 248 p.

19. LESSMANN, H. Sin fecha. Clima de la Alta Cuenca del río Bermejo, Distribución anual media de las precipitaciones de la Cuenca. Documento provisorio OEA.
20. MASON, B.J. 1972. Nubes, lluvia y "lluvia artificial". Ed. EUDEBA. Bs. As. 150 p.
21. MEYER, T. 1963. Estudios sobre la selva tucumana. La selva de mirtáceas de Las Pavas. Opera Lilloana V10. Instituto Miguel Lillo. Tucumán, 144 p.
22. MINETTI, J.L.El régimen pluviométrico de la Provincia de Tucumán. Parte II.EEAT, Publ. Misel neas N° 49. Tucumán. 33 p.
23. NASA. Imágenes satelitales blanco y negro, banda 7 ERTS. 1:500000 y falso color 1:250000 y 1:500000.
24. NAYA, A. 1984. Meteorología superior. Spasa Calpe. Madrid, 546 p.
25. O.E.A. 1973. Estudios de los recursos hídricos de la Alta Cuenca del río Bermejo y programación para su desarrollo. Vol. II. Recursos Hídricos, Meteorología y Clima. pp. A1A61.
26. OORT, A.H. 1982. El ciclo de la energía de la Tierra. in SCIENTIFIC AMERICAN. La biosfera. Alianza Ed. pp. 33 53.
27. OSTLE, B. 1968. Estadística aplicada. Ed. LIMUSA WILLEY S.A. México. 629 p.
28. PENMAN, H.L. 1982. El ciclo del agua. in SCIENTIFIC AMERICAN. La biosfera. Alianza Ed. pp. 80101.
29. RIEHL, H. 1965. Meteorologia tropical. Ed. Ao Livro Técnico. Río de Janeiro. 425 p.
30. SALVAT, M. et al. 1974. La atmósfera y la Predicción del tiempo. Ed. Salvat. 141 p.
31. SANTILLÁN DE ANDRÉS, S. E. et al. 1968. La región del Valle de Lerma (Provincia de Salta). Univ. Nac. de Tucumán. Fac. Fil. y Letras. Dto. Geografía. Serie Monográfica 17. 130 p.
32. SAS INSTITUTE INC. 1988. SAS R Procedures Guide. Release 6.03 Edition. Cary, NC:SAS Institute Inc., 441 pp.
33. SCIORTINO, J.R. 1991. influencia de la corriente del Niño en eventos lluviosos extremos ocurridos en el Norte de la provincia de Salta. (Inedito: UNSa-AGAS).
34. SERVICIO METEOROLÓGICO NACIONAL. 1947. Anales hidrológicos. Datos pluviométricos período 192837. Serie B3. Parte I. N° 1. 349 p
35. SERVICIO METEOROLÓGICO NACIONAL. 1969. Datos pluviométricos 1921-1950. Fuerza Aérea Argentina. Publ. B1. N°2 Bs. As. 147 p.

36. STRAHLER, A.N. 1979. Geografía Física. ed. Omega. Barcelona. 767 p.
37. THE AERONAUTICAL CHART AND INFORMATION CENTER. 1969. Operational navigation chart, 1: 1000000. United States Air Force. St Louis.
38. VARGAS GIL, J. R. 1974. Suelos del Noroeste Argentino. Universiteit Gent. Bélgica. 195 p.
39. VIERS, G. 1975. Climatología. ed. Oikostau. Barcelona. 310 p.
40. WEISS, C. 1985. El fenómeno ENSO. Revista el Bermejo y el país. 1990. Artículo extraído de la Rev. Ceres, FAO, 108, Vol. 18:6.
41. WOELKEN, K. 1954. Algunos aspectos sinópticos de la lluvia en la Argentina. Meteoros. Año IV. N° 4. Bs. As. 1954. pp. 327366.

AGRADECIMIENTOS

* A los técnicos del Ex Departamento de Recursos Naturales de la EEA Salta, INTA, en especial al Téc. en Agromet. Ignacio J. Nieva y al Ing. Agr. Roberto A. Neumann.

* A los técnicos en computación Ing. Elect. Horacio Pellegrini, Daniel Fontagnol y José Guitian.

* A las autoridades de la EEA Salta, del Centro Regional SaltaJujuy y su Consejo Regional del INTA, por haber facilitado los fondos asignados al PROSIMANOA y para financiar esta publicación.

* A la Coordinación del Programa Nacional Clima y Agua del INTA por su apoyo.

* En la primera página de esa publicación se manifiesta un reconocimiento a todos los observadores, administradores y empleados de las redes pluviométricas que posibilitaron esta tarea. Aquí, aún corriendo el riesgo de un olvido que se solicita sean disculpados, se quiere mencionar en particular, a las siguientes personas:

Martín ARIAS, (Dirección General Agropecuaria, Salta), Ing. Elba B. Zavala de Chacoff, Oscar DI SANTO, Orlando VALLEJOS, (Agua y Energía Eléctrica de la Nación, Tucumán); Ing. Juan SCIORTINO (Administración General de Aguas de Salta); Ing. Ricardo F. Souilhe y Hugo Cazón (Hidráulica de Jujuy); Encargados de la Sección Telégrafos del FCGB de las zonas Salta y Tucumán. Dirección de Recursos Hídricos de Santiago del Estero y a su personal del Área de Hidrometeorología, recepción y análisis de los datos. A los Productores de Santiago del Estero por los datos de precipitación facilitados.

A la Dra. Graciela Lesino y Lic. Nahuel Salvo del Instituto de Energía no Convencional de la Univ. Nac. De Salta (INENCO), por haber facilitado las imágenes LANSAT.