

FEDERICO J. PROHASKA

ALGUNOS ASPECTOS DEL CLIMA DE LA ALTA CORDILLERA Y DE LA PUNA ARGENTINA

Del punto de vista meteorológico y climático, la Alta Cordillera y la Puna revisten un interés especial, puesto que en ninguna parte del mundo existen macizos montañosos tan altos y de tan gran extensión, en las regiones subtropicales, como en América del Sur. Es así como las cimas de la Alta Cordillera participan ya en la circulación atmosférica de la troposfera media, y las altas planicies de la Puna muestran rasgos climáticos realmente únicos en el mundo.

En general, las cordilleras altas constituyen líneas divisorias del clima sobre todo en estas regiones, en que los vientos prevalentes tienen una dirección perpendicular a la de las montañas. El mejor ejemplo de ello está representado por la Cordillera de las latitudes extratropicales donde, en una distancia latitudinal de sólo 100 a 150 km, un clima extremadamente húmedo (Sud de Chile), con más de 5.000 mm de lluvia, se cambia en el clima extremadamente seco de la Patagonia, con apenas 200 mm de precipitación.

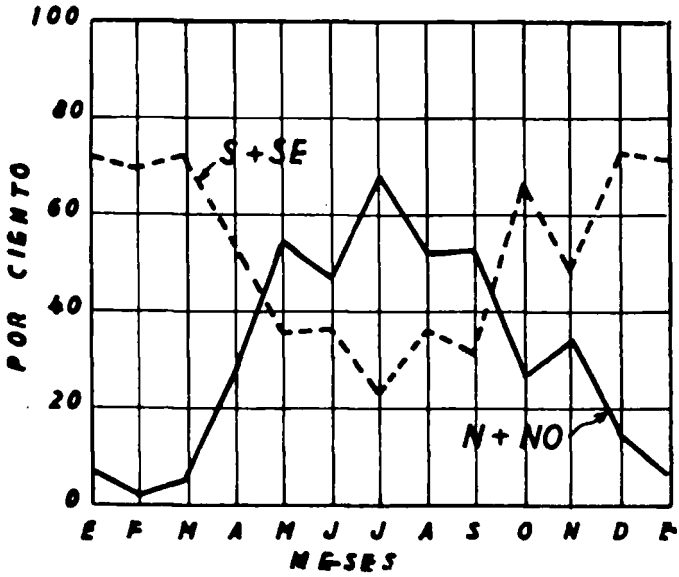
Contemplando, sin embargo, las condiciones climáticas de la región subtropical, los rasgos climáticos se asemejan más y más en ambos lados hasta formar un clima casi uniforme a través del cordón central, y el cambio de las condiciones climáticas se observa recién en las márgenes orientales del macizo. Resulta, pues, que un cordón montañoso, en sí, no es suficiente para producir una línea divisoria climática. En el caso especial de la región subtropical de los Andes argentino-chilenos, se agrega, todavía, el hecho de que el límite inferior de la troposfera media se encuentra más bajo que la altura media de las cumbres cordilleranas, por lo cual las últimas ya participan de la circulación planetaria de los vientos del oeste. Esto puede comprobarse de un lado por las observaciones de las 2 estaciones meteorológicas ubicadas en pasos de la Cordillera Central: Corrida de Cori (Lat. 25°, altura 5.200 m) y Cristo Redentor (latitud de Mendoza, altura 3.800 m) y de otro lado por las observaciones de vientos de altura con globos pilotos en las provincias andinas, así como por los pocos años de observación, a comienzos de

siglo, en La Mejicana (altura de 4.700 m) en la sierra de Famatina, La Rioja.

Estos vientos planetarios del oeste acusan, a veces, velocidades extraordinarias y, probablemente, no resulten exagerados los valores de 200 km/h que se encuentran de vez en cuando anotados en las libretas de observación, ya que los anemógrafos comunes sólo permiten evaluar velocidades de hasta unos 150 km/h. Es muy probable que esta ocurrencia esporádica de velocidades tan altas se halle ligada al sistema meándrico de la corriente a chorro ("jet stream"), que rodea la Tierra en la troposfera media, en la zona frontal, entre las masas de aire tropical caliente y polar frío; observándose velocidades en el centro de esta corriente, en el hemisferio norte, de hasta 450 km/h o sea 125 m/seg.

Otra observación típica, respecto al régimen eólico en la Cordillera, es el intercambio estacional de masas de aire entre la llanura y el Altiplano. Se trata aquí de un fenómeno, que es en principio similar a la brisa de montaña y valle, tal como se lo puede observar en las zonas montañosas de todo el mundo y, por supuesto, también en los valles andinos. Aquí sin embargo se observa, superpuesta a ella y casi eliminándola, una corriente dirigida a las altas montañas desde la llanura, es decir, un viento de valle, que no sólo sopla durante las horas diurnas como en otras regiones montañosas, sino durante toda la estación cálida; mientras que en el transcurso del invierno, y no sólo durante la noche, predominan los vientos desde la Cordillera hacia las zonas bajas. El cambio de régimen estival al invernal y viceversa tiene lugar en los meses de abril o mayo, y setiembre u octubre respectivamente. Por intermedio de las observaciones del viento en los valles de Calchaquí, que va del norte al sur, y de Santa María, que se extiende en dirección opuesta, uniéndose ambos cerca de Cafayate, puede observarse este hecho (Fig. 1) y comprobarse que no se trata de una corriente ocasionada por la topografía particular de un valle de determinada dirección o por vientos gradientes, que soplen en dirección opuesta, según las situaciones b́aricas estivales o invernales. En verano casi el 80 % de los vientos del valle de Calchaquí llevan direcci3n sur, y los del valle de Santa María direcci3n norte, mientras que en el invierno las condiciones se invierten, predominando d́a y noche los vientos desde las regiones altas hacia la llanura, es decir, en el valle de Santa María vientos del sur y en el valle de Calchaquí vientos del norte. Tanto es aś, que cuando las direcciones del ritmo diario y estacional de la circulaci3n local coinciden, se observa un viento fuerte, y cuando ellas son opuestas se registran calmas. En el sentido literal de la palabra tenemos aqú una corrien-

LA POMA



SANTA MARIA

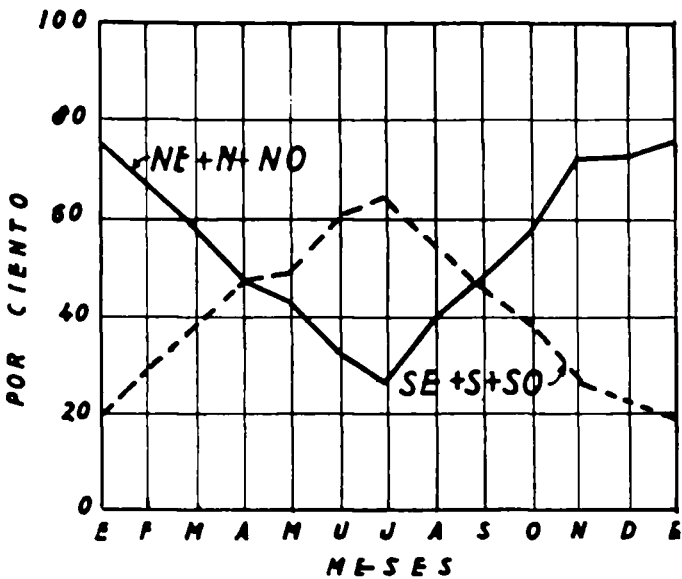


Fig. 1 - Marcha anual de la frecuencia relativa de las direcciones del viento en La Poma (Salta), 24° 02' S, 66° 13' W, alt. 3.000 m y en Santa Maria (Catarmanca), 26° 42' S, 66° 02' W, alt. 1.960 m.

te monzónica, ya que la palabra árabe "mauzim" significa nada más que "estación" o propio de una estación; pero preferimos no utilizar tal término para estos vientos estacionales, pues que en Meteorología el vocablo Monzón tiene su propia definición, mucho más limitada, abarcando no sólo el cambio estacional de viento, sino también el cambio simultáneo de precipitación, humedad y nubosidad. Además, el Monzón *no* se origina en factores locales, siendo ocasionado por la diferente circulación atmosférica en las 2 estaciones opuestas. El mecanismo de la corriente estacional de los valles andinos es el mismo que el de la brisa de valle y montaña, sólo que en una escala mucho mayor, y no requiere, pues, una mayor explicación en este círculo. La magnitud y extensión de la mencionada corriente ejemplifica únicamente la importancia de una superficie de calentamiento en verano y de enfriamiento en invierno, en alturas, como las del Altiplano, que provocan gradientes térmicos y béricos considerables hacia la atmósfera libre de igual altura, con las consiguientes corrientes de equilibrio de gran potencia. Es notable, además, que la corriente invernal sea mucho más intensa que la estival, significando ello que el desequilibrio dinámico producido por el enfriamiento radiativo del Altiplano en invierno es mucho mayor que el producido por el calentamiento estival de esta región, hecho que se comprueba también en la marcha anual térmica, según veremos más adelante.

Respecto a la región del Cristo Redentor, lo antedicho es válido sólo para el verano, dado que por su ubicación, mucho más austral, participa ya de la circulación atmosférica de las zonas templadas durante el invierno. Esto se nota, entre otras condiciones, por la mayor nubosidad y por los cambios de tiempo mucho más frecuentes, expresándose numéricamente en la relación entre la variación periódica y aperiódica de la temperatura *, que acusa valores de 1,5 en verano en el promedio, pero de 3,4 en invierno. Esta relación en Corrida de Cori es durante todo el año casi de 1,0, lo que significa, según definición, un clima autóctono puro.

Hablando del viento no creo necesario extenderme aquí sobre el zonda —el foehn andino—, ya que la dinámica del foehn es conocida y ampliamente descripta; la única diferencia reside en el hecho, de que el foehn alpino se destaca por una diafanidad extrema del aire. Sólo quiero mencionar, que la antes mencionada situación térmico-bárica del

* Variación periódica se llama la diferencia entre los promedios horarios extremos de la temperatura y aperiódica la diferencia entre los promedios de los máximos y mínimos diarios.

invierno, crea ya una predisposición para el zonda, mientras que las condiciones normales del verano son opuestas a su desarrollo.

Los vientos, o su ausencia, igualmente que la radiación, actúan como factores decisivos en el régimen térmico de la región cordillerana. "Cum grano salis" podemos diferenciar al respecto 3 situaciones-tipos: 1) Los grandes valles longitudinales, con el mencionado cambio estacional del viento; 2) La zona de las cumbres, con los vientos intensos de la atmósfera libre durante todo el año; y 3) La región del Altiplano, donde la radiación desempeña el papel predominante.

En el primer caso, las condiciones térmicas estivales corresponden a la latitud, altura y topografía (exposición) del lugar, lo que se manifiesta en los gradientes térmicos típicos de aproximadamente $0,45^{\circ}$ C/100m entre estaciones en iguales condiciones topográficas. En el invierno, sin embargo, con los vientos descendentes más intensos, ya se observa en el término medio un pronunciado efecto de foehn en las condiciones térmicas, es decir, un aumento de temperatura valle abajo, que corresponde casi al gradiente adiabático-seco. Es así como estos valles se caracterizan por un invierno sumamente benigno y mucho más caliente del que corresponde a su altura, resultando, pues, promedios anuales de la temperatura muy elevados. Algunas cifras al respecto ilustran lo dicho: La Poma a 3.000 m de altura, en el valle de Calchaquí, registra un promedio anual de sólo $1,7^{\circ}$ C más bajo que el de Salta con una altura de 1.100 m, lo que corresponde a un gradiente térmico de sólo $0,09^{\circ}/100$ m, mientras que en invierno el gradiente entre la Poma y San Antonio de los Cobres es de $0,96^{\circ}/100$ m, lo que es casi el gradiente adiabático-seco.

Aquí valdría la pena intercalar unas palabras sobre los gradientes térmicos en general, observados en la zona cordillerana. Siempre y cuando se comparen situaciones topográficas similares, vale decir, llanura con altiplanicie, valle con valle, cresta baja con cumbre alta, etc., reina el gradiente "normal" de alrededor de $0,5^{\circ}$ C/100m. Al comparar estaciones de llanura con ubicaciones en pendientes, pasos o cumbres se eleva este valor a $0,6 - 0,7^{\circ}$ C/100m, por el mayor calentamiento de las regiones llanas. Sin embargo, tales valores son válidos únicamente para la estación cálida; en el invierno, la magnitud del gradiente depende en tal grado de la inversión térmica, cuya formación e intensidad es una función de factores topográficos y de las corrientes locales, que puede ocurrir cualquier valor de 0 a 1° C/100m y las extra-o interpolaciones resultan muy problemáticas.

Con respecto a la segunda situación mencionada, la de las cum-

bres, la amplitud térmica anual también aquí es relativamente pequeña: debido a las fuertes corrientes atmosféricas, la temperatura es muy similar a la de la atmósfera libre de igual altura, y ella depende sobre todo de la diferente proveniencia de las masas de aire en las distintas estaciones, según el desplazamiento meridional de la circulación atmosférica en el curso del año.

No la advección, sino la radiación es el factor decisivo en la marcha anual y diaria de la temperatura, y del clima en general, en los grandes desiertos del Altiplano argentino-chileno-boliviano. Por la disminución logarítmica de la presión atmosférica, ya a una altura de 4.000-5.000 m los rayos solares deben penetrar solamente un poco más de la mitad de la atmósfera: esta mitad de la atmósfera, que se destaca además por su pureza y la ausencia casi total del vapor de agua. En estas alturas se halla, en término medio, nada más que el 10-15 % del contenido en vapor de agua de las regiones bajas, lo que comprueba la validez de la fórmula empírica de von Hann, bien conocida desde más de medio siglo, también en estas latitudes. La menor absorción, reflexión y dispersión por parte de la atmósfera no sólo aumenta considerablemente la intensidad de los rayos solares, en estas alturas, sino que cambia también su composición espectral. El mayor aumento lo muestran las ondas cortas de la luz solar (menor de 0,4 m), es decir entre azul y ultravioleta, por lo cual resulta el máximo de la intensidad solar desplazado hacia estas ondas. Simultáneamente disminuye la intensidad de la radiación celeste y el cielo se pone más y más oscuro. La menor densidad del aire y su mayor pureza producen, asimismo, una sensible disminución en el efecto de invernáculo de la atmósfera; por lo cual una mayor cantidad de la radiación calórica efectiva, que emite la superficie terrestre, escapa hacia el espacio. Las consecuencias inmediatas para el régimen térmico son: 1) Un intenso calentamiento de la superficie del suelo en horas del día y un enfriamiento igualmente intenso durante la noche, ambos procesos favorecidos todavía por la mala conductibilidad térmica del suelo arenoso en estas regiones; y 2) el gran contraste que se experimenta entre sol y sombra. En los desiertos del Altiplano se registra una amplitud térmica diaria de 16-20° C, una de las amplitudes más grandes de todo el mundo, y casi el doble de la amplitud en el nivel del mar. Disponiendo de observaciones de la temperatura, no sólo en la casilla meteorológica, sino también en la superficie del suelo, estas amplitudes aumentarían todavía considerablemente, ya que el gradiente térmico entre suelo y casilla es muy elevado. Al oscilar el nivel de los promedios mensuales sólo entre 0 y 10° C en unos 4.000 m, lo que significa ade-

más una amplitud de la marcha anual mucho menor que de la marcha diaria, resulta que las mínimas son diariamente por debajo del punto de congelación y las máximas se elevan de 5 a 15° C sobre cero, prácticamente todos los días del año.

Al contemplar la marcha anual de la temperatura, por ej. en La Quiaca (Fig. 2), se nota que la temperatura máxima acusa una variación mucho menor que la temperatura mínima. Este nivel más equilibrado de las temperaturas máximas, es consecuencia de la escasa variación anual que experimenta la intensidad de la radiación solar en las latitudes subtropicales. Las mínimas, no obstante, siendo una función del enfriamiento por la irradiación terrestre efectiva, dependen, ante todo, de la duración de la noche (10 horas en verano y 14 en invierno), y que en tal sentido puede ser prolongada todavía, cuando montañas del lado oriental u occidental, o de ambos, retrasen o adelanten la salida o puesta del sol, respectivamente y, con eso, se alargue la duración del enfriamiento radiativo. Resulta, pues, una variación anual de la temperatura mínima, que es 2 veces mayor que la de la temperatura máxima.

Con referencia a las precipitaciones, en sí muy escasas y esporádicas, puede diferenciarse nitidamente entre el régimen pacífico, con nevadas o granizadas, sobre todo invernales, y el régimen atlántico, con una actividad pluvial estival. En ambos es común que se produzcan chaparrones de nieve o lluvia, según la altura, durante fuertes tormentas eléctricas acompañadas de altas velocidades de viento, por lo cual una medición de la cantidad de la precipitación resulta prácticamente imposible. Los dos regímenes están separados por las sierras interpunales y los desiertos del Altiplano, carentes de precipitación alguna (en término medio), y que representan, así, la zona divisoria entre ambos regímenes.

La diferencia en la época de precipitación tiene, sin embargo, otra consecuencia interesante. En el régimen atlántico, con sus precipitaciones estivales, el límite temporario de la nieve es en verano más bajo que en invierno. Ocurre, pues, justamente lo contrario de lo previsible. En invierno, el límite de la nieve se retira a mayores altitudes o desaparece por completo debido a la intensa evaporación, causada por la extrema sequedad del aire y la fuerte insolación, también en esta época del año, y la ausencia completa de las precipitaciones. Además, en las pendientes expuestas al norte, opuestas a las masas de aire cargadas de vapor de agua, el límite de la nieve es más bajo, por recibir más precipitación, y por causas termodinámicas en mayor porcentaje en forma de nieve, que sobre las pendientes a sotavento.

En general puede preguntarse, si se justifica hablar de un límite de

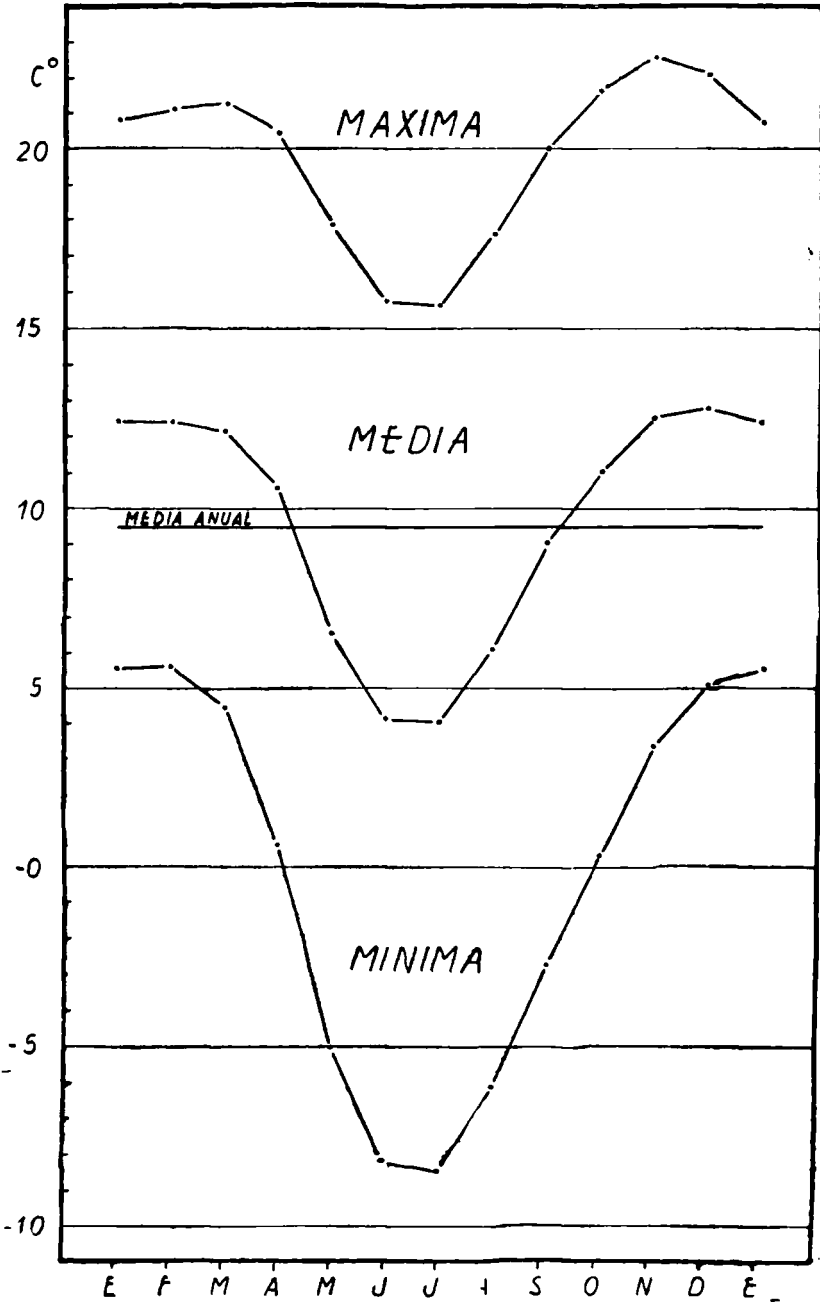


Fig. 2 - Promedios mensuales de la temperatura máxima, media y mínima de La Quiaca (Jujuy), 22° 06' S, 65° 36' W, alt. 3.460 m.

la nieve permanente (límite de "firn") en estas latitudes, límite definido por precipitarse más nieve de la que se derrite o evapora durante un período prolongado. Según los gráficos conocidos, que figuran en los textos al respecto, puede estimarse que el límite de la nieve perenne, en América del Sur, está alrededor de 1.000 m en el extremo meridional del continente, a 2.000 m en una latitud de 40°, a 5.000-6.000 m en la zona del Aconcagua y por arriba de 6.500 m en la región del trópico, para descender de nuevo hacia el Ecuador. Esta representación involucra una *continuidad* en la línea de la nieve perenne, en caso que existieran montañas de alturas correspondientes. No se considera, sin embargo, si realmente se dan las condiciones atmosféricas para garantizar la presencia "eterna" de una capa de nieve. De las observaciones realizadas en las elevaciones más altas, en la región del trópico, puede deducirse que la existencia de la nieve permanente no es tanto una cuestión de altitud, cuanto de si las condiciones atmosféricas y topográficas son o no son favorables al mantenimiento de una capa continua de nieve en el curso de los años. La realidad parece indicar que en *estas* latitudes las condiciones atmosféricas son desfavorables al respecto ya que: 1) El contenido de agua en la atmósfera, en todas sus capas, es sumamente exigua en la región del trópico y, por lo tanto, también la cantidad de las precipitaciones; y 2) por este hecho y la intensa radiación durante todo el año, el poder evaporatorio del aire es muy grande. Por consiguiente, las escasas nevadas, que ocurren además en forma muy irregular, evaporan muy a menudo antes de volver a repetirse. Por ello es que en la región del trópico tal vez no se justifique el hablar de una determinada altura del límite de la nieve eterna.

De lo expuesto, resulta una vez más que, en clasificaciones climáticas, es poco oportuno reunir bajo un mismo término o símbolo —como muchas veces ocurre— climas de alta montaña con los polares o árticos, aunque los promedios de temperatura o tensión de vapor, por ej. en la Puna a 5.000 m, sean similares a los valores correspondientes en la costa antártica argentina. Las razones para ello son: 1) La longitud del día y la altura solar son completamente diferentes en su variación anual, en ambas zonas, y ya por este único hecho los dos tipos de clima no pueden ubicarse en uno solo; 2) Los dos elementos, en que se basa la mayoría de las clasificaciones (temperatura y precipitación), no caracterizan en forma satisfactoria el estado climático en altas montañas; 3) Los elementos decisivos del clima de montaña son la radiación (solar y celeste y la radiación térmica, emitida por la superficie del suelo), el viento y la evaporación (la sequedad del aire), elementos que no inter-

vienen en las clasificaciones más difundidas, excepción hecha de la evaporación; y 4) Puesto que los elementos meteorológicos reaccionan sensiblemente a la altura por intermedio de la presión atmosférica, mejor dicho, a la rarefacción del aire, a la exposición y a la orografía, no existe un clima uniforme de montaña sino que se observa una variación infinita de mesoclimas o climas locales.

BIBLIOGRAFIA

- BÖGEL, R. 1956. Untersuchungen zum Jahresgang des mittleren geographischen Höhengradienten der Lufttemperatur in den verschiedenen Klimagebieten der Erde. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, Band 4, Nr. 26.
- DE FINA, A. L. y L. J. SABELLA. 1960. Cálculo de las temperaturas medias de localidades montañosas carentes de observaciones termométricas. *Rev. Fac. de Agronomía*, tomo XXXV entrega 2ª.
- PROHASKA, F. 1957. Ueber die meteorologischen Stationen der Hohen Kordillere Argentiniens. *Jahresbericht des Sonnblick-Vereines für die Jahre 1953-1955*, tomo 51-53. Viena.
- PROHASKA, F. y M. T. UGARTECHE DE GARCÍA. 1951. Gradiente vertical de temperatura en la zona central de la cordillera. *Meteoros*, Año I (4).
- SCHWERDTFEGGER, W. 1961. Strömungs- und Temperaturfeld der freien Atmosphäre über den Anden. *Meteorologische Rundschau XIV*, Heft 1, pag. 1-6.
- ZINGG, T. 1954. Die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze auf klimatologischer Grundlage. *Mitteilungen der Eidg. Institutes für Schnee- und Lawinenforschung* Nr 12. 7 pp.