

LAS CONDICIONES CLIMATICAS DEL DESIERTO DE ATACAMA COMO DESIERTO EXTREMO DE LA TIERRA

WOLFGANG WEISCHET
Geographisches Institut,
Universität Freiburg.

RESUMEN

El trabajo analiza qué ha de entenderse por la expresión "el desierto más árido de la tierra", verificando, mediante la comparación con otros desiertos conocidos, la presencia de dos variables fundamentales: la escasez de precipitaciones y la magnitud de la oscilación diaria de la temperatura. En ambas variables, observa el autor que el desierto norte chileno presenta condiciones extremas, aún más agudas que en el desierto del Sahara. Prueba, de este modo, mediante el uso de criterios térmicos e higrométricos, que el núcleo central del desierto de Atacama (y no la costa) ha de ser considerado como el "desierto más árido de la tierra". El trabajo también examina por qué la humedad costera procedente del océano Pacífico, o del sector oriental, no logra penetrar hasta el núcleo interior de la Pampa.

ABSTRACT

This paper analyses what should be understood by the expression "the most arid desert of the earth", verifying, by comparison with other well known deserts, the two variables: scarcity of precipitation and the magnitude of the daily range of temperature. In both variables, the author proves that the Northern Chilean desert presents extrem conditions even more extreme than the Sahara desert. Therefore, by applying a thermic and higrometric criterion, the central core of the Atacama desert in Northern Chile (and not the coast) has to be considered "the most arid desert of the earth". The paper also analyses why humidity from the Pacific or from the Eastern Highlands is not able to penetrate as far as the interior of the Pampa.

1.—¿CUAL ES EL DESIERTO EXTREMO DE LA TIERRA?

El tratamiento de este tema supone la aclaración de una pregunta previa: ¿Es realmente posible, en términos científicos-naturales, hablar del desierto extremo? ¿Qué significa "extremo" en este contexto? ¿Cuáles son los términos para una clara afirmación?

En riguroso sentido, se designa como desierto una región en la cual grandes superficies de suelo sin vegetación dominan sobre extensas áreas. Concebido tan estrictamente, el desierto es, en consecuencia, de la más extrema pobreza de precipitaciones atmosféricas. (Con esta definición queda fuera de toda consideración la connotación de "Desierto de frío" o "Desierto de Hielo").

De las condiciones dinámicas que impiden o dificultan los procesos de precipitación atmosférica y determinan su ordenación regional en el sistema de la circulación general, resulta, para las regiones desérticas, una segunda y significativa característica climática cual es la gran oscilación diaria de las temperaturas del aire.

Tanto en el Hemisferio Norte como en el Hemisferio Sur, se extien-

de cerca del trópico respectivo un cinturón árido en torno a la tierra, que depende de la correspondiente zona de altas presiones subtropicales. Como núcleos de estos cinturones o fajas de aridez se ubican algunos verdaderos y aislados desiertos rodeados de formaciones transicionales.

Ya que por un lado en las márgenes de los trópicos —por razones planetarias— sólo se producen insignificantes diferencias en la duración de día y noche a lo largo del año (en los círculos tropicales el día más largo no alcanza a tener $13\frac{1}{2}$ horas y el más corto tiene algo más de $10\frac{1}{2}$ horas) y, simultáneamente, la altura del sol a mediodía no cae nunca por debajo de los 43° , y por el otro lado, la influencia anticiclónica predominante provoca extrema escasez de nubes y vapor de agua sobre los continentes. En los cinturones áridos cercanos a los trópicos se dan las condiciones óptimas para una diferencia diaria extrema en cuanto a balance de radiación en la capa de aire cercana al suelo. Durante el día, el sol alto calienta con gran intensidad la desnuda superficie del suelo, y en las proporcionalmente largas noches, éstas entregan nuevamente una parte considerable de la energía recibida. La consecuencia es la considerable diferencia, a lo largo de todo el año, entre la temperatura máxima que se registra poco después del mediodía y la temperatura mínima, poco antes de la salida del sol. En los manuales competentes de Climatología se puede consultar que en “los climas continentales se producen frecuentemente variaciones de temperaturas de 20° C. ó más; en los áridos cinturones desérticos subtropicales incluso no son raros los valores de 30° C. o por encima”. No obstante en ninguna de esas obras, se encuentran referencias más precisas acerca de donde se registran variaciones de 30° y más. Una explicación más precisa será dada después.

Se puede constatar que hay dos criterios disponibles para la gradual diferenciación de los desiertos. En primer término y preferentemente, la pobreza de las precipitaciones; en segundo término y complementariamente, la magnitud de la amplitud diaria de la curva de temperaturas. De esta manera se obtienen dos parámetros para la determinación de “extremo”.

El valor medio de la suma anual de las precipitaciones debe ser mínimo, así como el de la amplitud diaria de las temperaturas debe ser máximo.

Como ambos parámetros no son variables independientes entre sí, sino que ambos están unidos en la dinámica atmosférica, es posible que con una base suficiente de observaciones se llegue también a una clara afirmación sobre el carácter extremo en los desiertos. Con esto es factible y prometedor plantear la pregunta: ¿“Cuál es el desierto extremo de la Tierra”?

En la Figura N^o 1 se han reunido los valores climatológicos medios ya publicados en manuales de observaciones y en investigaciones monográficas regionales, confrontándoseles con los datos que el Servicio Meteorológico de Chile me proporcionó gentilmente para algunas estaciones del desierto del Norte Chileno.

En la selección se incluyen el Lut en Irán Oriental, el Desierto de Nubia en el norte de Sudán, así como el Fessan y el gran Tiniri Erg, respectivamente al norte y sur de la cadena de los montes Ahaggar-Tibesti en el Sahara Central. Todos los otros desiertos son comparativamente húmedos frente a los nombrados y no deben, por lo tanto, ser considerados aquí.

En los valores de referencia aquí reproducidos se advierte que en la región más árida del Viejo Mundo, es decir en el Sahara Central, en el promedio de algunos años, caen varios milímetros de lluvia ya sea en diciembre-enero o en agosto-septiembre. En el centro del Desierto de Atacama los valores correspondientes son, en cambio, diez veces más pequeños. Se cuentan sólo en décimas de milímetros. Más que este ficticio valor medio nos enseña el hecho de que en Canchones por ejemplo, en

ocho años de observaciones, se produjeron sólo cuatro precipitaciones registrables con un total de 4 mm. de agua caída; en Colonia Pintados, en trece años, hay una constancia del mismo número de lluvias con solo 3,1 mm. de agua caída. Esto es menos de un décimo de lo que se registra en el Sahara Central en un período comparable. Durante cuatro años consecutivos no cayó ni una sola gota en Colonia Pintados.

Sobre la aridez extrema del desierto del norte de Chile, escribió Trewartha (1961): "En el desierto chileno reina intensidad de aridez que —hasta donde se sabe— no se presenta en ningún otro desierto de la Tierra". Pero Trewartha fundamentó su afirmación, sin embargo, sólo en el conocimiento de los valores de observación de las estaciones costeras y —como veremos más adelante— con buen fundamento meteorológico llegó a la significativa suposición de que la zona de mayor escasez de precipitaciones se situaría inmediatamente contigua o delante de la costa.

Por razones que se presentarán más adelante, esta suposición no resultó, sin embargo exacta; el eje árido se ubica en las tierras interiores, en la depresión orográfica longitudinal de la Pampa del Tamarugal. Este matiz puede parecer intrascendente a primera vista, pero no lo es. De él resulta al mismo tiempo la fundamentación de las interesantes y privilegiadas posiciones térmicas del Desierto de Atacama.

Ya que el Lut y el Sudán, así como también los desiertos norteamericanos, se mantienen al margen de la caracterización del desierto extremo por razones higrométricas, interesa especialmente la comparación de carácter térmico del Desierto de Atacama y las regiones desérticas del Sahara Central. Mientras en estas últimas se producen amplitudes térmicas diarias aperiódicas de 16 a 22° C, las estaciones de la Pampa del Tamarugal tienen valores de 16 y 23° C, ó 20 y 30° C, respectivamente. Colonia Pintados, registra nueve meses en el año, oscilaciones térmicas diarias de más de 21° C, y en Canchones se producen incluso variaciones superiores a 25° C.

En comparación, Bilma y Murzuch tiene sólo cinco y seis meses respectivamente con valores de por lo menos 21° C. Las cartas de la distribución regional de las amplitudes térmicas aperiódicas tomadas de la detallada y valiosa obra de Dubief "Le Climat du Sahara", muestran como valor máximo 22,5° C.

De los argumentos señalados hasta aquí se puede constatar que el núcleo central del Desierto de Atacama puede ser clasificado, de acuerdo a criterios higrométricos y térmicos, como el desierto extremo de la Tierra.

2.—LAS CONDICIONES METEOROLOGICAS BASICAS DEL DESIERTO DEL NORTE DE CHILE.

Esta última afirmación de que justamente un ámbito del relativamente equilibrado Hemisferio Sur o "Hemisferio acuático de la Tierra" muestra las condiciones higrométricas y térmicas extremas, un ámbito que, además, como se mostrará luego, a veces no está a más de 30 Kms. de la costa del Océano Pacífico, contradice las concepciones regulares sostenidas en casi todos los manuales y libros de climatología general. De la misma manera, la gran mayoría de las publicaciones sobre la distribución regional de la radiación solar, presentan el Sahara sudoriental como la región de máxima absorción de la radiación. En el comentario de su respectiva carta, Geiger (1964) escribió: "La radiación solar más intensa se recibe, por consiguiente, en las masas continentales subtropicales del Hemisferio Norte (Sahara, Egipto, Arabia)". Geiger pudo no estar en conocimiento de las verdaderas condiciones del Desierto de Atacama, y muchos meteorólogos, luego de pedir mayores informes so-

bre la distancia entre las estaciones de Pintados o Canchones y la costa del Pacífico, dan, a primera vista, los resultados de las mediciones por incorrectos y perseveran en su idea de considerar al Sahara como el Desierto térmico extremo.

La contraprueba se puede presentar sólo a través de la deducción de los fundamentos climatológicos para la situación extrema del Desierto de Atacama, en particular, mediante la indicación de los errores y defectos de las interpretaciones que se han dado hasta ahora.

La primera condición para el surgimiento de regiones de extrema aridez es la situación al interior de la faja, de altas presiones subtropicales, lo que significa, para el Desierto de Atacama, estar en el ámbito de influencia del anticiclón sudpacífico. Esta condición se cumple, como se prueba —entre otras cosas— por la lectura de las cartas isobáricas para Enero y Julio de Whittaker (1942). De las interpretaciones de los diagramas pluviométricos de la Fig. N° 2, se pueden obtener informaciones más precisas sobre la situación media de la zona de altas presiones subtropicales. Ya que hacia el Ecuador nos encontramos con el territorio de las lluvias convectivas tropicales de verano y, hacia los polos, con las fuertes lluvias invernales propias de la faja de circulación extratropical, con ayuda del contrastado régimen anual de las precipitaciones de San Pedro y Refresco se puede fijar aproximadamente el eje de altas presiones sobre el trópico gracias a medios estadísticos.

Lydolph (1955) y Trewartha (1961), han señalado además que el anticiclón manifiesta una persistencia especialmente grande ante la costa sudamericana. Lo que existe en alguna parte del mundo como una faja de altas presiones climatológicas ficticias es en realidad una sucesión de anticiclones aislados en desplazamiento hacia el este y entre los cuales se sitúan algunos surcos de bajas presiones relativas (¡relacionados a menudo con invasiones de aire frío!). En el caso especial de Sudamérica, la alta cadena montañosa de la Cordillera es capaz de interrumpir la prolongación del anticiclón hacia el este. El resultado de esta gran persistencia es una inmovilidad especialmente intensa y sobre todo duradera —casi permanente— delante de la costa del norte de Chile con todas sus consecuencias: movimientos descendentes del aire, recalentamiento dinámico, retroceso de la humedad, formación de inversión dinámica, (1) impedimento de la convección (2) y la formación de precipitaciones.

La persistencia e inmovilidad experimentan todavía una especial concentración espacial y una intensificación de la influencia anticlinal inmediatamente delante de la línea de la costa. De acuerdo a las investigaciones de Lydolph (1955), existe no sólo en Sudamérica sino en general, una “rígurosa coincidencia entre el margen oriental de la zona de altas presiones subtropicales y la línea de la costa occidental del continente correspondiente”. Esto indica que existe una relación causal entre las particularidades de la superficie del agua y de la tierra y la estructuración del sistema circulatorio. En el caso especial del desierto del norte de Chile, en la línea costera al final del anticiclón pacífico, se presenta una corriente de aire paralela al borde del continente (Ver Fig. N° 2). Sobre las aguas es menos el roce y, por lo tanto con igual gra-

(1) *Inversión dinámica* o termo-barométrica, es el fenómeno por el cual la temperatura, en lugar de disminuir con la altura, lo que sería lo normal, aumenta. Allí donde tiene lugar dicha inversión, se presenta una clara frontera entre el clima húmedo o de la costa, de las capas inferiores de la atmósfera, y el clima de cielos abiertos y sequedad, que reina en el desierto interior. (Cfr. Weischet, 1966). (N. del E.).

(2) *Convección* es el ascenso de las masas de aire en sentido vertical, aumentando el volumen de las masas de aire y disminuyendo su temperatura, lo que ocasiona las precipitaciones de tipo convectivo. (N. del E.).

diente bórico, el viento alcance mayor velocidad sobre el agua que sobre la Tierra. De allí resulta, en las capas más bajas de aire, como efecto de la divergencia a ambos lados de la línea costera, un componente adicional de movimiento descendente del aire, lo que causa un refuerzo en la formación de la inversión. Además, de acuerdo a la ley de transferencia de la fricción, en las bajas latitudes del Hemisferio Sur, el movimiento de vientos paralelos a la costa adopta un movimiento superficial en el mar que se desvía 30° a la izquierda de la dirección original del viento; por lo tanto, en este caso, recibe un fuerte componente mar adentro. De este modo, inmediatamente delante de la costa deben aflorar aguas desde la profundidad, que por la presencia de la corriente de Humboldt actúan como cuerpos de agua fría (Ver Fig. N° 2) provocando, en amplia medida, disminución de las temperaturas, y otra vez estabilización de las capas inferiores de la atmósfera.

Resulta así, ante la costa del norte de Chile, una superposición de tres factores de influencia de origen meteorológico: anticiclón del Pacífico, efecto de estancamiento de la Cordillera y enfriamiento del aire por subsidencia de las aguas en la cercanía del litoral. Todos estos factores provocan una estratificación térmica de la baja tropósfera, extraordinariamente estable y duradera. Esto a su vez origina una permanente represión de todos los movimientos convectivos del aire, condición previa para el origen de las precipitaciones.

De acuerdo a la concentración espacial de los mencionados factores sobre la superficie marina vecina a la costa, y en concordancia con Trewartha y las deducciones meteorológicas existentes hasta ahora, habría que esperar la mayor escasez de precipitaciones inmediatamente sobre la línea costera. Tierra adentro la eficacia de los procesos mencionados disminuye y la frecuencia de las precipitaciones debería ser entonces mayor. Así ocurre por ejemplo, en el caso del desierto costero peruano. Sin embargo, para el desierto del norte chileno no es así, como lo mues-

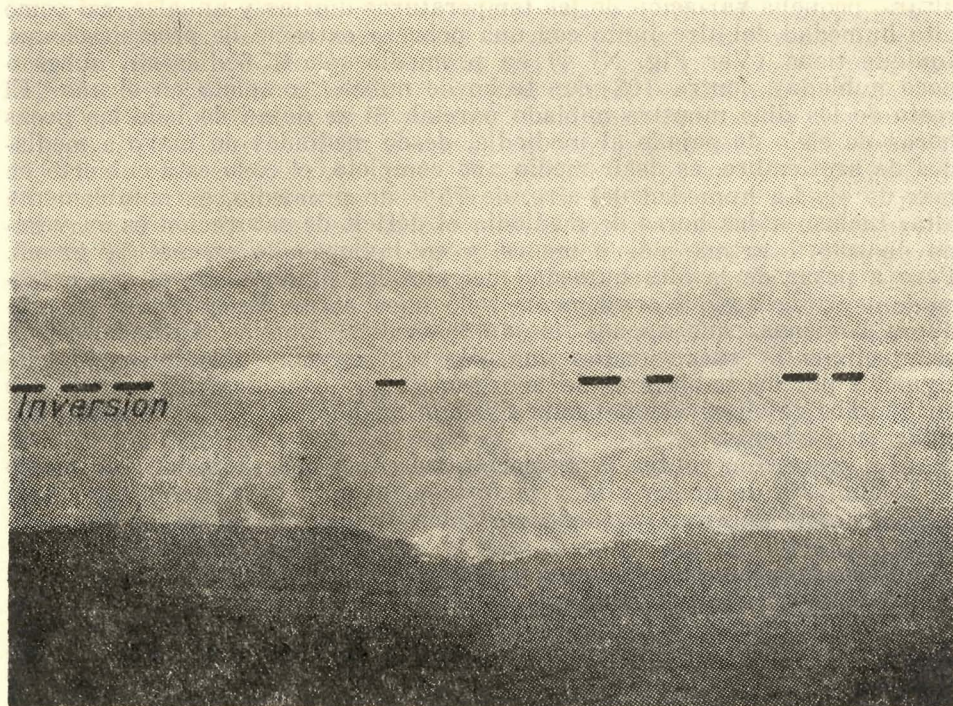


Fig. 3

tran los datos ya comentados de Pintados y Canchones. El área de máxima aridez no está cerca de la costa, sino en el interior, dicho con más precisión, en la Pampa del Tamarugal.

3.—EL EFECTO DE LA ELEVADA MURALLA COSTERA

Para entender esta especial modificación de las condiciones generales de los desiertos costeros, ayudan mucho las observaciones en el terreno mismo. La foto de la Fig. N^o 3, muestra la costa del Norte de Chile a 70 Kms. al sur de la ciudad de Antofagasta. El borde continental se levanta como un alto muro montañoso sobre el Océano Pacífico. Esta muralla costera, hasta su borde superior, tiene en esta región cerca de 1.000 m. de altura. Sobre el zócalo se yergue en el transpaís, una montaña de media altura que asciende como máximo hasta los 1.800 ó 1.900 mts.; son las desnudas elevaciones desérticas de la llamada Cordillera de la Costa.

Casi a la altura del borde superior del acantilado se advierte un curioso y delgado banco de nubes, y con más precisión visual, se puede notar en la foto que la atmósfera por debajo de estas líneas de nubes es algo más densa. Esta capa límite de la atmósfera se forma a partir de de la inversión dinámica, visible gracias a la acumulación del vapor de agua y de la contaminación debajo de ella. Más arriba es imposible una mezcla, porque la inversión representa una capa termodinámica del bloque. El vapor acumulado por debajo actúa en la noche como una verdadera superficie de irradiación. El aire húmedo se enfría por debajo del punto de rocío, condensa y forma una cubierta de niebla alta.

Como la inversión deducida hasta ahora es un fenómeno casi permanente, se puede conformar por debajo de ella un espacio climático especial: el "Desierto Costero" o "Desierto de Niebla". Característico de él es la gran nubosidad del cielo a través de nubes estratificadas de baja altura, pequeña variación de las temperaturas diarias y anuales, así como alta humedad del aire junto con una pobreza extrema de precipitaciones. Iquique tiene (Ver Fig. N^o 4) en promedio sólo 67,6 días sin nubes o poco nublados, contra 103 con techo de nubes, completo en el año. El resto de los días muestra nublado parcial. Si se dejan de lado las pocas horas de cielo despejado al mediodía, desde mediados de mayo a mediados de septiembre, es decir medio año completo, el cielo está cubierto en más de $\frac{3}{4}$. La humedad del aire, de 75% de promedio, es notablemente alta. Incluso a las horas de mediodía el déficit de saturación es en verano de sólo 7 gr|m³ más o menos, y en invierno de apenas $\frac{3}{4}$ gr|m³. Pero a pesar de la alta humedad del aire las precipitaciones son extremadamente escasas. Normalmente sólo unos pocos días del año se producen lloviznas, que apenas mojan las calles. Lluvias verdaderas son acontecimientos excepcionales que sólo ocurren muy a lo lejos. Son designados por los habitantes de la región como "avenidas" a pesar de que en 40 años de observaciones nunca se han medido más de 20 mm. de agua caída en 24 horas.

La protección contra la insolación así como la irradiación por medio de la cubierta de niebla alta y la influencia de la corriente marina fría permiten sólo una muy pequeña variación anual y diaria de las temperaturas.

Para Antofagasta vale esencialmente lo mismo que para Iquique. Las diferencias en cuanto al grado de nubosidad dependen de factores locales.

Para juzgar el alcance del clima del desierto de niebla en las condiciones descritas, es decisivamente importante saber cuán lejos penetra la inversión tierra adentro. Observaciones climáticas de terreno pueden proporcionarnos las informaciones deseadas. Detrás de Iquique, y a media altura en la muralla costera, desemboca un amplio valle, la llamada

Pampa del Molle. Mientras el piso de la pampa sube paulatinamente de 500 metros en la costa hasta 1.000 m. tierra adentro, las elevaciones de sus flancos norte y sur alcanzan frecuentemente alturas sobre 1.000 metros con un máximo de 1.300 metros. Todas aquellas elevaciones que sobrepasan los 1.000 metros y que poseen libre exposición hacia el oeste, muestran sobre el lado vuelto al Océano, entre 1.000 y 1.100—1.150 metros, unas curiosas fajas de tilandsias, (*Tillandsia Sp.*) (3) aquella vegetación sin raíces, cuyas necesidades de agua son aseguradas mediante filtración de las gotitas de agua, productos de condensación de la niebla. Esto es posible porque la cubierta de niebla alta es empujada lentamente contra la montaña por la circulación diaria local entre vientos del mar o de la tierra.

La zona de tilandsias anuncia a aquellas alturas en las cuales, a lo largo del año, la frecuencia de la niebla es suficientemente grande como para dejar progresar la vegetación, y como la zona de más frecuente formación de niebla alta es precisamente el límite inferior de la inversión, marca la faja de vegetación la posición de la inversión en el faldeo de la montaña y con ello, el límite superior del espacio climático correspondiente al desierto costero con todas sus mencionadas particularidades.

Su alcance hacia el interior debe depender entonces, de acuerdo a este estado de cosas, de la conformación topográfica del borde del continente. Esto no es menos raro y notable que el clima mismo. Lo que en las cartas generales de fácil acceso en los Atlas, por ejemplo, aparece como relativamente insignificante, es en realidad un gigantesco muro montañoso que tras un angosto margen costero de sólo pocos kilómetros se levanta normalmente a 800 ó 1.000 metros, pudiendo llegar incluso a 1.100 ó 1.200 metros de altura (Ver Fig. Nº 2). Además de ello, este muro continental no acusa prácticamente ninguna disección erosiva sobre casi 600 Kms. de longitud. Entre Pisagua y la desembocadura del río Loa, es decir sobre una extensión norte-sur de más de 200 Kms., sólo hay dos lugares en los cuales las montañas costeras son atravesadas por valles que alcanzan hasta el zócalo. Bocas en altura de viejas formas de valles como la Pampa del Molle en Iquique son algo más numerosas, pero ellas representan sólo suaves melladuras en la corona de este muro montañoso.

Los tres perfiles de la Figura Nº 5 no han sido exagerados y constituyen típicos cortes W-E. a través del margen costero del continente a ambos lados de Iquique. En la Pampa del Molle, en una distancia de 13 a 14 km. del litoral, se sobrepasan los 1.100 metros sobre el nivel del mar. Pero ésta es una de las escasas excepciones. Normalmente el frente costero tiene la forma de los dos perfiles superiores. Exagerando algo en lo geomorfológico, pero con justificación respecto a los efectos climatológicos, se puede decir que de los 19° 30' S, hasta los 25° S, o sea sobre una costa larga de cerca de 600 Kms., el margen occidental del continente representa una cerrada y continua muralla rocosa de más de 1.000 metros de altura.

Esta muralla, en conjunto con la inversión atmosférica, limita el alcance del desierto costero a una angosta y limitada faja continental de muy pocos kilómetros de ancho. Como ya H. Fuenzalida Villegas (1950) lo demostrara.

Allí donde la inversión tropieza con las montañas costeras se marca uno de los pocos lugares de la tierra en el que dos climas básicamente distintos se separan entre sí por una cortante y fina línea fronteriza.

Por encima de la inversión comienza un ámbito climático que al

(3) *Tillandsia Sp.* es una bromeliácea aérea, carente de raíces, que vive de la absorción de la humedad atmosférica.

principio fue caracterizado como el desierto extremo de la tierra. Lo que en la mayoría de las interpretaciones meteorológicas de los datos observados ha permanecido sin constatar, es que los lugares clásicos de observación se sitúan sobre la costa y que la topografía del terreno montañoso costero no ha sido tomada en consideración. Sin la especial influencia de esta última es por cierto inimaginable que a una distancia de 30 a 40 Kms. del Océano Pacífico predominen condiciones climáticas como las que ahora se caracterizan todavía más a fondo. (Ver Fig. 6).

4.—LAS CONDICIONES CLIMATICAS EXTREMAS DE LA DEPRESION PAMPINA.

Desgraciadamente no hay en el interior de Iquique y Antofagasta ninguna estación meteorológica de primer orden en la cual se realicen observaciones y mediciones de la nubosidad. A partir de reglas climatológicas generales no hay, sin embargo, ningún inconveniente en considerar los valores de Refresco (Ver Fig. N° 4), como representativa del trampaís de Iquique o Antofagasta. En Refresco se han registrado como promedio anual sólo 4,8 días con 8/10 de nubosidad mínima, contra 309,5 días con nubosidad máxima de 2|10. Eso significa que más de 300 días al año el cielo está despejado.

A causa de su altitud y de su situación—cerca del trópico, la variación anual de las temperaturas medias mensuales del orden de 7,3°C. es, igual que en la costa, relativamente pequeña. Pero la diferencia entre la temperatura máxima media y la mínima media diarias se mantiene durante todo el año sobre 17° ó 18°C.

La humedad relativa promedio varía mes a mes entre 18 y 34%, a medio día, y 35 a 50%, en las horas de la mañana o al atardecer. El déficit de saturación del aire a mediodía es mínimo en julio con algo menos de 14, y máximo en noviembre con más de 18 gr/m³, lo que significa que cada metro cúbico de aire puede todavía admitir alrededor de 14 y 19 gramos de agua respectivamente. Las precipitaciones, con un total medio anual de 12 mm. concentrados en los meses de invierno con 4 mm. en mayo y julio, llenan aún las condiciones del desierto extremo.

Las observaciones de nubosidad y humedad del aire en Refresco caracterizan las condiciones de radiación bajo las cuales resulta la combinación extrema de pobreza de precipitaciones y variación diaria de las temperaturas, en las circunstancias topográficas especiales en la Pampa del Tamarugal, desde el trópico hasta los 20°S.

De una temperatura media a mediodía de más o menos 30° C, en Canchones, el termómetro desciende en las horas de la mañana, en verano a 10° C, y en invierno incluso a menos de 0° C. lo mismo muestran los registros del régimen diario de temperatura y humedad del aire obtenidos en Coya Sur (Ver Fig. N° 7). En diciembre durante el período de máxima elevación del sol, la temperatura del aire varía regularmente entre 5° ó 6° C, en las primeras horas de la mañana y más o menos 35° C. a mediodía; la humedad relativa del aire varía a su vez entre más o menos 100% en la mañana y 10% al mediodía.

En las estaciones de transición (Ver Fig. N° 8) las variaciones de temperaturas de 25° a 28° C. no son tampoco excepcionales. Al mediodía, sobre los vibrantes campos de la Pampa, el aire seco y caliente quema los pulmones y al atardecer, cuando el sol se pierde tras el horizonte de las montañas costeras, apenas se alcanza uno a ponerse con rapidez suficiente el pullover, la chaqueta y la parka, para no pasar frío.

Como particularidades de los registros se pueden recoger algunas informaciones sobre las causas de estas extraordinarias amplitudes de temperatura. La regularmente intranquila marcha de la curva de temperaturas en períodos de irradiación entre media noche y la salida del

sol indica para algunos el palpitante cambio término de distintas masas de aire en el lugar de registro. Este fenómeno se efectúa de modo que, a distancias regulares en los declives inclinados, las masas de aire frío se deslizan pendiente abajo y son reemplazadas por aire caliente que desciende desde lo alto.

Coya Sur (Ver Fig. N° 8), tiene a este respecto una típica situación topográfica. Se ubica en la parte inferior de las pendientes de la Cordillera de la Costa y frente a la depresión pampina, en la cual el amplio valle del río Loa está entallado a más o menos 120 metros. Así se conforma una profunda hondonada por la cual circula el aire frío nocturno. La situación de Coya Sur no es, en todo caso, especial.

La depresión longitudinal está devida por cierres transversales en varias cuencas extendidas, en la más profunda de las cuales se sitúa la estación de Canchones. Así se entiende por qué, con un régimen anual casi equilibrado de las temperaturas máximas, las temperaturas mínimas alcancen en invierno valores tan bajos. El régimen diario extremo de la temperatura del aire se presenta como tal porque, aparte de las circunstancias óptimas para las permanentes grandes diferencias entre radiación e irradiación, se dan aquí las mejores condiciones para la acumulación del aire frío que se desliza por los faldeos montañosos a un verdadero "lago de aire frío".

5.—LA PROTECCION CLIMATICA DE LA DEPRESION PAMPINA CONTRA LA INFLUENCIA CONTINENTAL

Para una explicación y deducción completa de las condiciones que provocan el surgimiento de un desierto interior, a menudo a menos de 30 Kms. de distancia del Océano Pacífico, hace falta discutir ahora además de la protección permanente respecto a la influencia marina en los 1.000 metros inferiores de la tropósfera por el efecto espacialmente concentrado de la inversión atmosférica y del escarpado levantamiento de las montañas costeras, las condiciones que se presentan relacionadas con el transporte de vapor de agua desde el Pacífico en el sector de la tropósfera encima de la inversión descrita, por un lado, o desde el continente sobre el flanco occidental del bloque andino por el otro.

Gutman y Schwerdtfeger (1965) han elaborado un cálculo de balance de agua para el Altiplano, evaluando especialmente las observaciones aerológicas de Antofagasta, llegando al siguiente resultado: "Las masas de aire de la mitad superior de la tropósfera sobre región sub-tropical del océano pacífico y la región costera, que son conducidos hacia el altiplano son mas secas que las masas de aire del altiplano mismo". Vale decir, que no puede existir una advección significativa de vapor de agua (4) desde el Pacífico hacia el interior del continente. Según los autores, la fuente del origen del vapor de agua, que se precipita sobre el Altiplano se encuentra en el oriente del bloque andino y como sistema de transporte funcionan los llamados "Vientos del valle".

Si, según estas conclusiones de las observaciones aerológicas en Antofagasta, se debe excluir, en este sector, una advección de vapor de agua con los vientos del oeste, nos queda por discutir las condiciones que se presentan en el ámbito propiamente continental, al este de la Pampa del Tamarugal.

Al analizar las causas de la formación del desierto costero, se mencionó que normalmente el margen oriental del anticiclón pacífico coincide con el borde occidental de los continentes. En la tierra firme la influen-

(4) *Advección*: es el transporte horizontal de masas de aire con intercambio de energía térmica hacia las superficies en contacto. (N. del E.).

cia de las altas presiones disminuye. Esto corresponde a la bien fundada noción de que la faja de altas presiones subtropicales experimenta generalmente en verano una frecuente interrupción. Por lo tanto, desde un punto de vista barométrico, la protección del desierto del norte de Chile contra la invasión de masas de aire provenientes del este, es menos hermética. Que, a pesar de ello, la depresión pampina no pueda ser afectada por ningún transporte de humedad, es nuevamente consecuencia de la especial conformación de la corteza terrestre. Al este se unen los declives de la cordillera pacífica con el bloque andino central. Este es un cuerpo montañoso de casi 500 Km. de ancho cuyo zócalo no baja de 3.800 m. sobre el nivel del mar sobre una extensión norte-sur de por lo menos 2.000 Km.

Para nuestras deducciones, esto significa que las masas de aire que quieren avanzar desde el este sobre el desierto del norte de Chile deben cruzar necesariamente por pasos de por lo menos 4.000 metros de altura sobre el nivel del mar. (Ver Fig. N° 8).

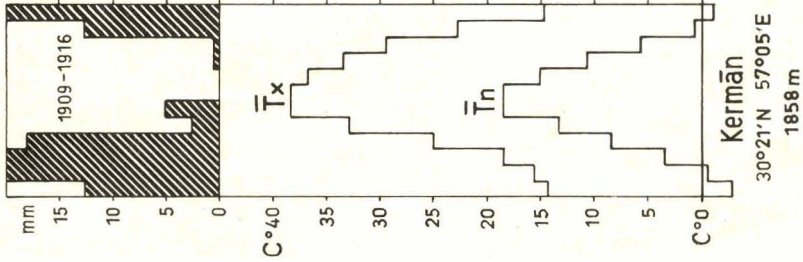
Una altura semejante actúa como un obstáculo insalvable sobre el vapor de agua como gas no permanente. Como el contenido máximo de vapor de agua del aire es una función de la temperatura, a lo sumo puede pasar de un lado a otro de la montaña la cantidad por metro cúbico que corresponde a la temperatura del punto más elevado de su trayectoria. Una estimación grosera del caso más favorable contribuirá a aclarar el efecto descrito.

A los 4.000 m. correspondientes al paso situado a menor altura, predomina una temperatura media de verano de alrededor de 10° C.

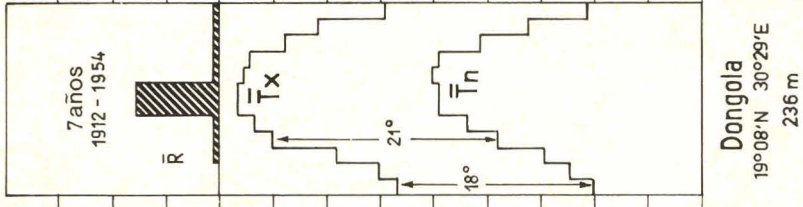
El aire saturado contiene más o menos 9 gramos de agua por metro cúbico. Con un descenso hasta 2.000 m., es decir hasta aproximadamente 1.000 m. sobre el nivel de la Pampa, la temperatura aumenta adiabáticamente en 20° C. hasta 30° C. La humedad relativa disminuye entonces por debajo del 30% y el déficit de saturación alcanza a 30 gr/m³. Este aire no puede provocar precipitaciones ni siquiera con la más poderosa convección térmica. En todo caso, ésta es la situación más favorable. En realidad, durante el tiempo de lluvias en los trópicos, las capas de aire por encima de 4.000 m. de acuerdo a los pocos datos aerológicos que se poseen para latitudes similares, no tienen en promedio 9 gr. de agua por metro cúbico, sino menos de 5, mediante los procesos convectivos sobre el desierto interior es normalmente imposible, por tanto, esperar caída de agua al suelo.

Queda aún la posibilidad de que las nubes de lluvia del Altiplano se desplacen hacia el oeste hasta alcanzar las capas de aire más altas sobre el desierto interior precipitando allí. Lo que ocurre entonces pude observarlo personalmente el 28 de agosto de 1956 entre 14 y 17 horas en la mina de cobre de Chuquicamata, ubicada a 3.000 m. de altura en la vertiente occidental de la cordillera, cerca de Calama. Se vio entonces claramente la caída de la lluvia desde las nubes. En la atmósfera seca —recuérdese el alto déficit de saturación en Refréscó— el agua se evaporó casi completamente en su camino hacia el suelo. Sólo aquí y allí cayeron esporádicamente unas pocas gotas de agua sobre la polvorosa y seca superficie del desierto. También éstas se habrían transformado en vapor en el restante trayecto hacia la depresión pampina situada aún 2.000 metros más abajo. Así, pues, es físicamente casi imposible que la humedad en forma de vapor de agua o de lluvia pueda pasar desde el lado del continente a los sectores más profundos del desierto del norte de Chile.

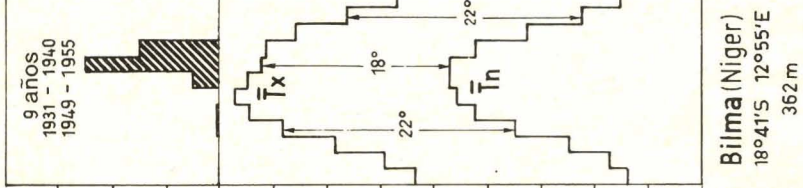
Bordes del
Lut



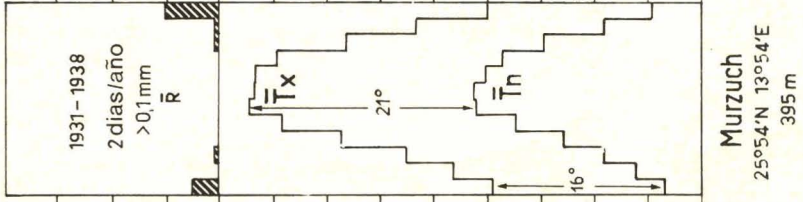
S u d a n



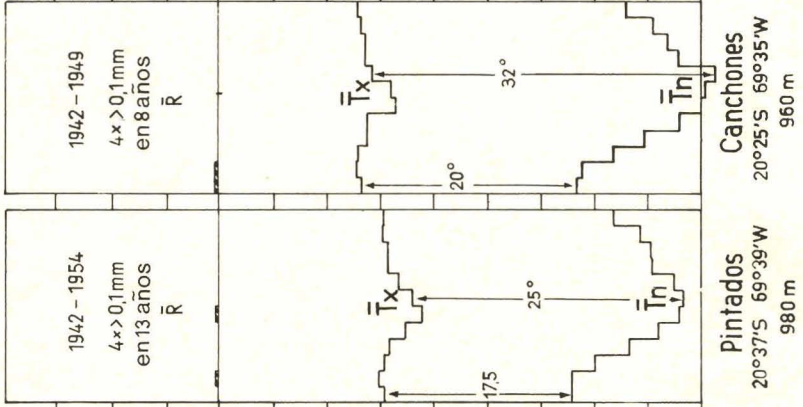
Sahara del
Sur



Fessan



A t a c a m a



Bordes de
los Andes

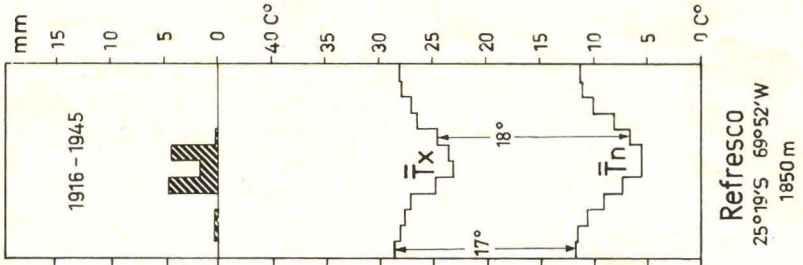
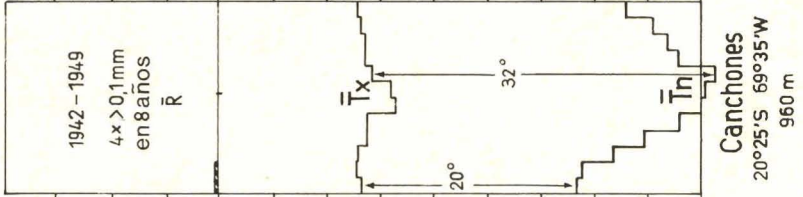
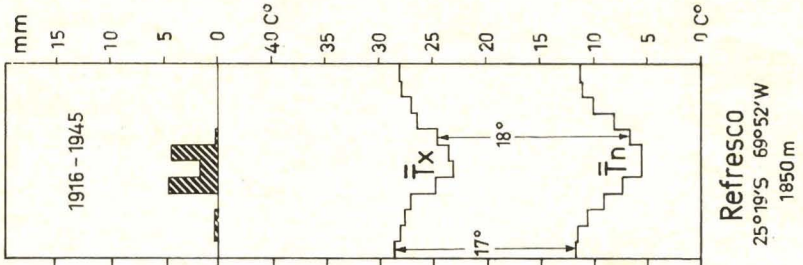


FIGURA N°1

BIBLIOGRAFIA

- 1.—ALMEYDA ARROYO, ELIAS, 1950.—*Pluviometría de las zonas del desierto y de las estepas cálidas de Chile*. Editorial Universitaria, Santiago, Chile.
- 2.—BLUTHGEN, J., 1964.—*Allgemeine Klimageographie*. Berlín.
- 3.—FUENZALIDA V. H., 1950.—“Clima”, en *Geografía Económica de Chile*. Vol. I. Corporación de Fomento de la Producción, Imprenta Universitaria, Santiago, Chile.
- 4.—GEIGER, R., 1964.—*Die Atmosphäre der Erde*. Wandkarten 1:30.000.000 Karte I. Jährliche Sonnenstrahlung. Darmstadt.
- 5.—GUTMANN, I. G. und SCHWERDTFEGER, W., 1965.—“The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over subtropical Andes in summer”, en *Meteorologische Rundschau*, 18,69 ss.
- 6.—KNOCHE, W., 1927.—“Karten der Januar —und Juli— Bewölkung in Chile”. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde*, Berlín, 220 ss.
- 7.—KNOCHE, W., 1929.—“Jahres—, Januar und Juli— Niederschlagskarte der Republik Chile”. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde*, Berlín, 208 ss.
- 8.—KNOCHE, W., 1931.—“Nebel und Garua in Chile”. *Zeitschrift der Gesellschaft der Gesellschaft für Erdkunde*. Berlín, 81 ss.
- 9.—LYDOLPH, P. E., 1957.—*A comparative Analysis of the Dry Western Littorals*. Disertación doctoral de la Universidad de Wisconsin (1955) y publicado en forma abreviada y bajo el mismo título en: *Annals of the Association of American Geographers*, 47:213 ss.
- 10.—MORTENSEN, H., 1927.—“Der Formenschatz der Nordchilenischen Wüste” *Abhandlung der Gesellschaft der Wissenschaften*. Göttingen, Math. Phys. Klasse, UF 12, 1, Berlín.
- 11.—NACIONES UNIDAS Y GOBIERNO DE CHILE, 1964.—“Valores normales de 36 Estaciones seleccionadas” Fasc. I; período 1916-1945. Proyecto Hidrometeorológico, Santiago.
- 12.—SCHMITHÜSEN, J. 1956.—“Die raumliche Ordnung der chilenischen Vegetation”, en: *Bonner Geographische Abhandlungen*, 17:1 ss.
- 13.—TREWARTHA, G. T., 1951.—*The Earth's Problem Climates*. Madison Wisconsin Press.
- 14.—WEISCHET, W., 1965.—“Der Tropisch-konvektive und aussertropisch-advective Typ der vertikalen Niederschlagsverteilung”. *Erdkunde* 19.
- 15.—WEISCHET, W., 1966.—“Zur Klimatologie der Nordchilenischen Wüste”. *Meteorologische Rundschau* 19, 1-7.
- 16.—WHITTACKER, M., 1942.—*Barografía de Chile*. Servicio Meteorológico de Chile. Santiago.