

VARIABILIDAD DIARIA, ESTACIONAL E INTERANUAL DE LA DENSIDAD DE POTENCIA EOLICA TEORICA EN LA COSTA NORTE DE CHILE.

José Rutllant

Departamento de Geofísica. Universidad de Chile.
Casilla 2777, Santiago, Chile.

RESUMEN

A partir de valores horarios de la velocidad del viento en Cerro Moreno, Antofagasta, se estudia la variabilidad diaria, estacional e interanual de los valores medios de la velocidad del viento y la densidad de potencia eólica teórica durante el período 1970-1973.

En la estimación de la densidad de potencia eólica teórica se utiliza la distribución de Weibull de dos parámetros, la que se ajusta mediante mínimos cuadrados a las distribuciones reales, con resultados satisfactorios.

El estudio muestra una relación significativa entre las anomalías estacionales medias de la temperatura del aire en Cerro Moreno y las correspondientes anomalías del viento medio. En particular se encuentra que para el ciclo diurno del viento en primavera la densidad de potencia eólica teórica en el período cálido es casi el doble del correspondiente valor en el período frío.

ABSTRACT

DAILY, SEASONAL AND INTERANNUAL VARIABILITY OF THE THEORETICAL WIND POWER DENSITY IN COASTAL NORTHERN CHILE

From hourly values of windspeed at Cerro Moreno, Antofagasta, the daily, seasonal and interannual variability of mean windspeed and wind power density is studied for the period 1970-1973.

The two parameter Weibull distribution is used in the wind power density estimates through least square fitting to actual distributions, with satisfactory results.

The study indicates a significant relationship between monthly mean air temperature anomalies at Cerro Moreno and corresponding anomalies in the mean windspeed. In particular, the daytime theoretical wind power density estimates for spring during the warm period is found to be almost twice the corresponding values in the cold period.

1. INTRODUCCION.

En la estimación del potencial de energía eólica en una región o lugar específico aparece inicialmente el problema de la disponibilidad de datos de viento confiables, suficientes y representativos.

Los requisitos de suficiencia y confiabilidad que debe tener la información de viento a ser procesada lleva en principio a considerar sólo la utilización de datos provenientes de anemógrafos debidamente controlados. Este tipo de información sólo existe en nuestro país en forma muy puntual, generalmente asociada a los principales aeropuertos y estaciones meteorológicas especiales.

La limitación impuesta por esta deficiencia básica puede ser mejorada sacrificando un poco la resolución de los resultados mediante el estudio de las relaciones entre la información de viento que se publica en las estadísticas meteorológicas habituales y los parámetros correspondientes a las distribuciones estadísticas teóricas más adecuadas a las distribuciones reales que resultan de valores horarios de la velocidad del viento. Como ejemplo de este tipo de relaciones puede mencionarse un método aplicable a los datos climatológicos en EE.UU. (Justus et al. 1978) y otro aplicable a la información contenida en los Anuarios de la Dirección Meteorológica de Chile (Cortez y Ulriksen, 1981).

Otro problema a considerar es el de la representatividad que se busca en las estimaciones resultantes de los datos de viento utilizados. Por una parte, es un hecho conocido la fuerte connotación local de muchas mediciones de viento en que la exposición del instrumento es inadecuada o que las circulaciones locales dominan los efectos regionales y de escalas mayores. Este problema conduce eventualmente a considerar mediciones anemográficas in situ, apareciendo entonces el problema de la representatividad temporal, en la medida que en general no se dispone de un tiempo ilimitado para las mediciones.

Un aspecto adicional que dice relación con la variabilidad espacial es la variación del viento con la altura que debe considerarse en la medida que la máquina eólica proyectada trabaje a una altura significativamente diferente de la correspondiente a las mediciones. La ventaja que en este sentido presenta la distribución de Weibull y una metodología para utilizarla a diferentes alturas sobre la superficie se presentan en Justus y Mikhail (1976).

El estudio de la representatividad temporal se refiere a la variabilidad en el tiempo asociada a fenómenos meteorológicos que van desde el ciclo diario de insolación hasta complejas oscilaciones en la circulación general de la atmósfera que abarcan al menos varios años. La importancia de este tipo de fenómenos en relación al potencial eólico teórico (o meteorológico) de la costa norte de Chile se analiza en este trabajo.

El régimen de viento en la costa norte de Chile.-

El clima de la costa norte de Chile, sometido casi sin interrupción al régimen meteorológico asociado al anticiclón subtropical del Pacífico Sur, se presta para analizar separadamente fenómenos "cíclicos" asociados a escalas temporales diaria, estacional e interanual.

- **Ciclo diario:** La regularidad del ciclo diario de viento es característica en toda época del año para la zona norte de Chile, hasta por lo menos los 30 grados de latitud sur. A modo de ejemplo, la Fig. 1 ilustra la variación bihoraria media del viento entre la superficie y los 600 m de altura para Baquedano en la provincia de Antofagasta. Estos perfiles medios de viento corresponden a un período de 15 días en Julio de 1970 durante una campaña de mediciones en la II Región (Rutllant et al. 1972; Rutllant y Ulriksen, 1979).

- En la zona costera, la variación diaria en la dirección del viento es menos dramática que en el interior debido a la casi permanente influencia del anticiclón subtropical y de la discontinuidad térmica a lo largo del litoral que, en promedio, separa una faja continental más cálida que el océano adyacente. Otra diferencia con el régimen de vientos al interior está en que en la costa la velocidad del viento durante el período nocturno es, en promedio, bastante inferior a la diurna. Una posible explicación de estas diferencias basada en el forzamiento térmico del régimen de vientos puede encontrarse en Rutllant (1977).

La diferencia entre los dos regímenes de viento que componen el ciclo diario no sólo se da en términos de velocidades medias y dirección. También puede esperarse una diferencia en la forma de la distribución horaria de velocidades debido al efecto de la turbulencia mecánica y térmica.

Con el objeto de separar claramente el período diurno del nocturno en los vientos que se analizará más adelante, se ha adoptado las 9 horas (13

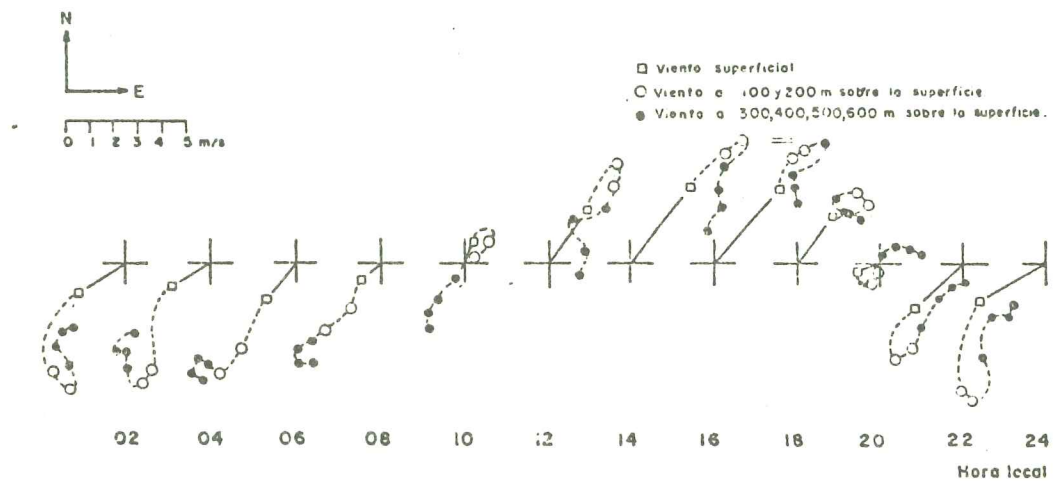


Fig. 1 Perfiles medios de viento en Baquedano hasta 600 m sobre la superficie durante 15 días en Julio de 1970. (Adaptado de Rutllant, 1977).

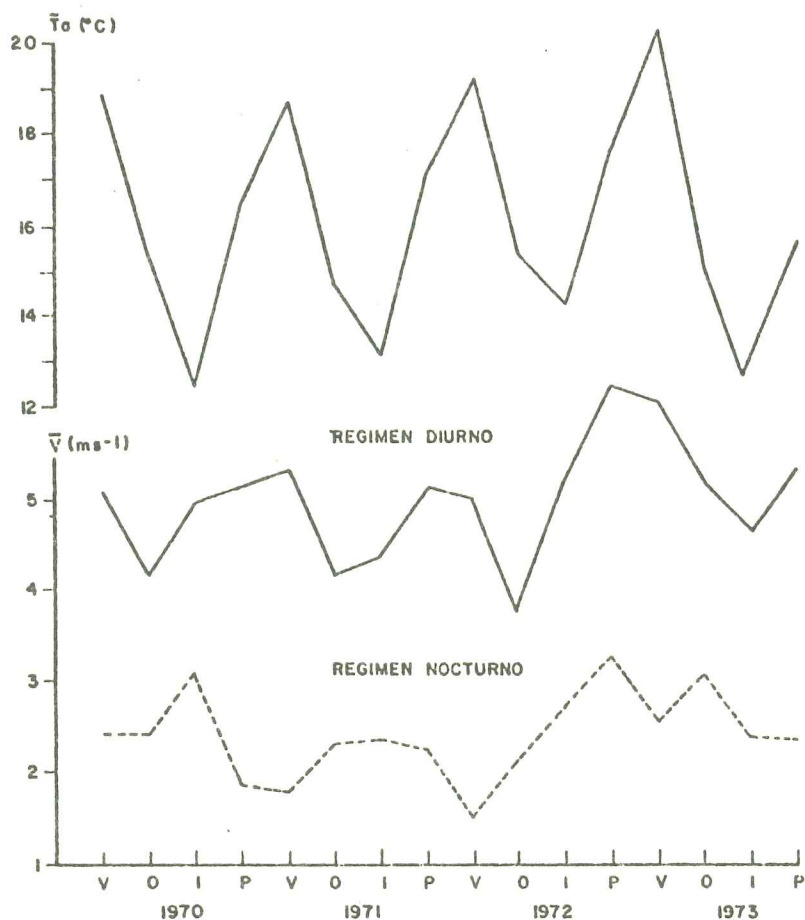


Fig. 2 Variación estacional de la velocidad del viento y temperatura del aire en Cerro Moreno durante el período 1970-1973.

horas T.U.) y las 21 horas (01 horas T.U.) como el comienzo de los regímenes diurno y nocturno respectivamente, ya que en promedio estas horas se caracterizan por mínimos en la velocidad del viento y direcciones variables.

- Ciclo estacional: El ciclo anual en las velocidades del viento responde a cambios estacionales en la posición e intensidad del anticiclón subtropical, a la variación anual de la insolación diaria y a otros fenómenos estrechamente interrelacionados como los ciclos de nubosidad baja y las fluctuaciones en la temperatura superficial de las aguas oceánicas costeras.

Las velocidades medias más altas en el viento costero, representado en este estudio por la estación de Cerro Moreno, Antofagasta, se dan durante el régimen diurno en el período primavera-verano que simultáneamente ostenta los valores mínimos de velocidad en el período nocturno (Fig. 2). Las velocidades medias más bajas durante el período diurno se presentan en otoño.

La causa de esta particular distribución de velocidades medias a lo largo del año hay que buscarla probablemente en una superposición del régimen de los alisios forzado por un gradiente horizontal de presión asociado al anticiclón subtropical con un régimen regional forzado por una combinación de factores entre los que parece tener mayor importancia el contraste térmico océano-continente (Lettau 1967, 1976, 1978; Rutllant 1977, 1979, 1980; Enfield 1980).

La Fig. 2 muestra la variación estacional de la velocidad media del viento en el período 1970 a 1973 a partir de valores horarios de la velocidad del viento cada 5 días en Cerro Moreno, Antofagasta. La estratificación estacional se ha definido tomando el trimestre Enero - Febrero - Marzo como representativo del verano. Los trimestres que siguen en secuencia corresponden a otoño, invierno y primavera, respectivamente.

Simultáneamente con los vientos medios se incluye los valores correspondientes a la temperatura media estacional del aire en el mismo lugar, notándose una transición entre una condición relativamente fría que comienza a mediados de 1970 y una más cálida que culmina en el verano de 1973.

- Régimen interanual: La tendencia interanual queda mejor puesta en evidencia si observamos la Fig. 3 en que se representa las anomalías estacionales de la velocidad media del viento y temperatura media del aire referidas a los promedios estacionales de todo el período considerado.

El aumento de temperatura que se observa entre 1970 y 1973 corresponde a una oscilación característica que se conoce como Oscilación del Sur (Southern Oscillation). Se trata de un fenómeno geofísico que afecta todo el océano Pacífico y probablemente todo el globo (Verlage, 1957). Este fenómeno se manifiesta primariamente como una redistribución cíclica de masa entre el anticiclón subtropical del Pacífico Sudoriental y el área de baja presión entre Indonesia y Australia. La fase en que se encuentra este fenómeno en un mes cualquiera se cuantifica mediante un índice que corresponde a la diferencia de presión media entre estaciones representativas de ambos sistemas b́aricos y se conoce como Índice de Oscilación del Sur (IOS).

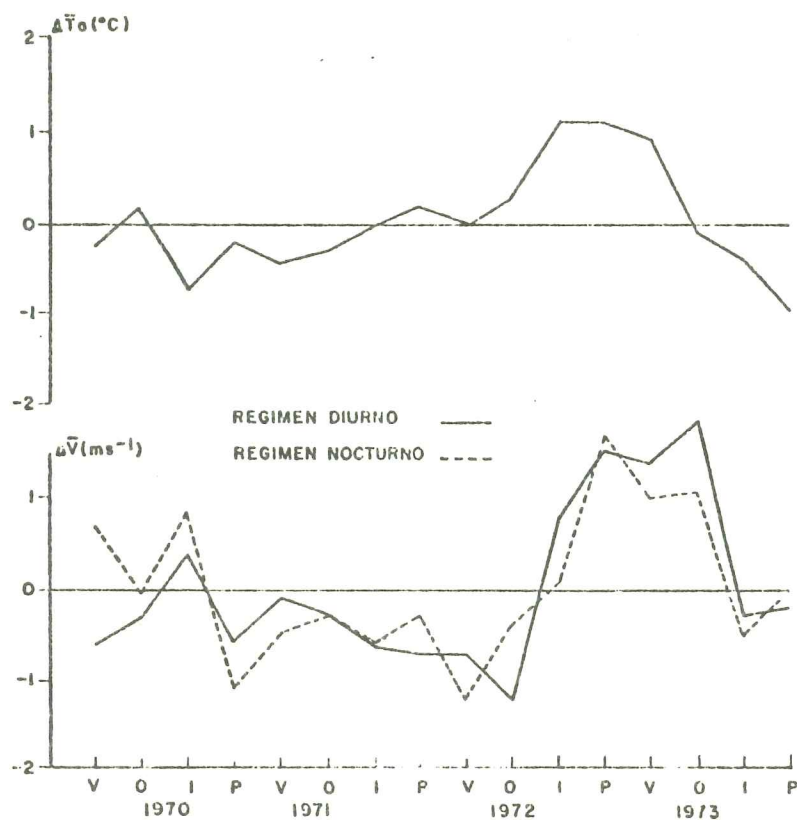


Fig. 3 Anomalías estacionales de la velocidad del viento y temperatura del aire en Cerro Moreno referidas a los promedios estacionales durante el período 1970-1973.

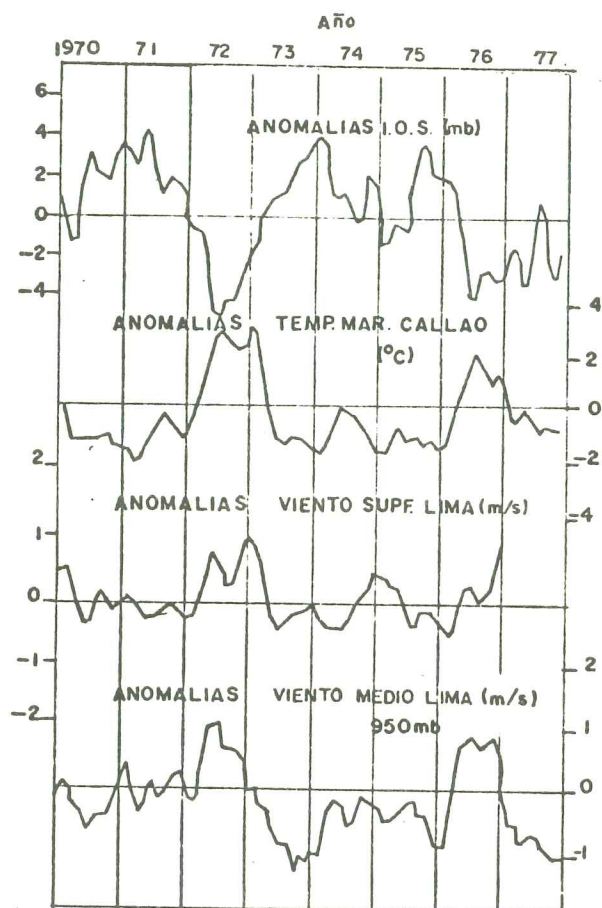


Fig. 4 Índice de la oscilación del Sur y anomalías de temperatura de la superficie del mar (Callao) y viento en Lima, Perú. (Adaptado de Enfield, 1980).

Desde el punto de vista térmico, un relajamiento importante en el régimen de los alisios asociado a una disminución de intensidad relativa del anticiclón subtropical frente a nuestras costas produce el retroceso de las aguas ecuatoriales cálidas acumuladas durante el período inmediatamente anterior (alisios intensos) en el margen oceánico occidental. La propagación de este retroceso hacia el E se produce en forma de onda de Kelvin y resulta en una invasión de aguas cálidas y poco salinas desde la costa norte del Perú hacia el sur. Este acontecimiento, que generalmente coincide con el período estival, se conoce como el fenómeno "El Niño" y ha ocurrido recientemente en los años 1969, 1972-1973 y 1976-1977. Estas ocurrencias, que se asocian a valores mínimos del IOS pueden observarse en la parte superior de la Fig. 4.

La Fig. 5 presenta las anomalías térmicas mensuales del aire en Iquique y Antofagasta indicando que el fenómeno descrito se da también con intensidad en la costa norte de Chile aunque es sabido que no presenta el dramatismo que lo caracteriza en Perú en términos ecológicos y meteorológicos. Una diferencia adicional está en que las aguas calientes que alcanzan nuestras costas son más salinas, lo que estaría indicando un origen subtropical más que ecuatorial. Esta circunstancia ha llevado a hablar de un "Falso El Niño" en la costa norte de Chile. (Quinn, 1979).

La utilización de anomalías medias mensuales de temperatura del aire en lugar de las de temperatura superficial del mar se justifica en términos cualitativos ya que Quinn (1979) encuentra un coeficiente de correlación de 0.913 entre ambas variables para Lima - Callao en el período 1976 - 1977. Este valor del coeficiente de correlación corresponde además a un desfase despreciable en términos de meses enteros.

Otro aspecto interesante del fenómeno El Niño es que aparentemente las anomalías térmicas tienden a compensarse en un período de tiempo relativamente corto. En otras palabras, a un período de anomalías positivas intensas le antecede inmediatamente un período con anomalías negativas también intensas.

La Fig. 4 muestra la relación entre las anomalías del viento superficial y del viento en el nivel de 950 mb en Lima con las anomalías de la temperatura superficial del mar en Callao (Enfield, 1980), resultando una situación similar a la representada en Fig. 3 para Cerro Moreno, Antofagasta.

Variabilidad en la distribución de valores horarios de la velocidad del viento en Cerro Moreno, Antofagasta, durante el período 1970-1973.

La Tabla 1 muestra la distribución de frecuencias acumulativas porcentuales de las velocidades horarias del viento en intervalos de clase de 2 m s^{-1} junto con el correspondiente promedio y desviación standard para cada estrato en que se ha dividido la información atendiendo a las tres escalas temporales discutidas en la Sección precedente.

Con el objeto de sintetizar la información contenida en la Tabla 1 y poder caracterizar de modo simple la variabilidad de las distribuciones de velocidades horarias de viento en ella indicadas se ajustó a cada estrato la

V	VERANO			OTOÑO			INVIERNO			PRIMAVERA		
	70	71	72	73	70	71	72	73	70	71	72	73
≤ 2	2.3	5.6	2.8	1.9	8.8	10.9	10.6	5.1	4.2	9.7	6.0	8.3
≤ 4	20.4	20.4	21.3	12.5	30.1	28.9	45.4	20.8	21.3	26.6	25.9	31.9
≤ 6	57.4	46.4	59.7	33.3	76.4	78.2	88.0	54.6	62.0	77.3	56.5	68.5
≤ 8	92.1	87.2	95.8	81.9	99.5	99.5	99.1	90.3	92.6	95.7	88.9	95.4
≤ 10	99.5	99.5	98.6	98.6	100	100	100	96.8	97.2	99.5	97.2	98.6
≤ 12	100	100	100	100				100	100	100	99.5	100
≤ 14								100				100
P	5.1	5.3	5.0	6.1	4.2	4.2	3.8	5.2	4.0	4.4	5.2	4.6
σ	1.8	2.2	1.8	1.9	1.8	1.9	1.6	2.1	2.0	1.9	2.2	2.0
n	216	196	216	216	216	211	216	216	216	207	216	216
≤ 2	33.8	50.5	58.8	29.2	32.4	43.8	44.0	20.4	21.3	33.7	34.7	30.1
≤ 4	72.7	79.6	93.5	73.1	77.3	71.6	85.6	65.3	65.3	75.6	71.8	80.1
≤ 6	94.0	95.9	99.1	94.4	93.1	89.4	94.4	90.3	88.0	97.4	90.3	96.3
≤ 8	100	100	100	100	98.6	96.6	98.1	99.5	97.7	100	99.1	100
≤ 10					100	98.6	100	100	100			
≤ 12						100						
P	2.4	1.8	1.5	2.5	2.4	2.3	2.2	3.0	3.1	2.4	2.7	2.4
σ	1.8	2.0	1.3	1.7	1.8	2.4	1.8	1.8	2.0	1.7	1.9	1.6
n	216	196	216	216	216	208	216	216	216	193	216	216

TABLA 1 Distribuciones porcentuales acumulativas de valores horarios de la velocidad del viento en intervalos de 2 m s^{-1} estratificadas por período diario y estación del año para Cerro Moreno, Antofagasta, durante el período 1970 - 73.

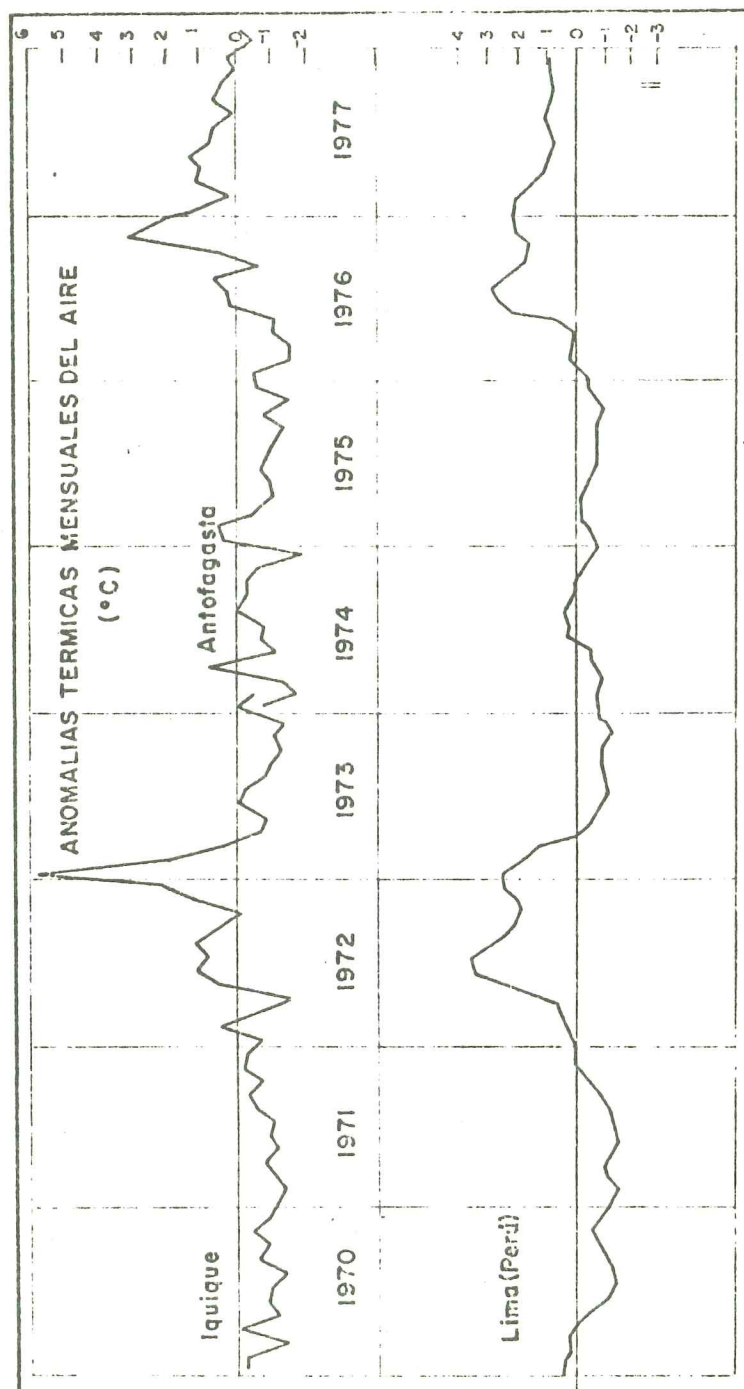


Fig. 5 Anomalías medias mensuales de temperatura del aire para Iquique y Antofagasta (Cerro Moreno) en los años que se indica. (Adaptado de Quinn, 1979).

distribución acumulativa de Weibull de dos parámetros. La función de probabilidad acumulativa de Weibull está dada por:

$$p(V \leq V_x) = \int_0^{V_x} p(V) dV = 1 - e^{-\left[\frac{V_x}{c}\right]^k} \quad (1)$$

en que c es el factor de escala y k el factor de forma.

Tomando dos veces logaritmo natural en (1) resulta:

$$\ln(-\ln(1-p)) = k \ln V_x - k \ln c \quad (2)$$

lo que es asimilable a una relación lineal del tipo $y = a + bx$ en que $y = \ln(-\ln(1-p))$; $x = \ln V_x$; $a = -k \ln c$ y $b = k$.

La Tabla 2 muestra el resultado del ajuste lineal por mínimos cuadrados entre las distribuciones acumulativas reales para dada estrato y el modelo de Weibull según (2). El porcentaje de la varianza explicado por el modelo de Weibull se representa por r^2 y el valor mediano que resulta de la aplicación de este modelo corresponde a V_{50} . Al inspeccionar los valores de r^2 resulta evidente que el modelo de Weibull de los parámetros es representativo de la muestra analizada.

Variabilidad en la densidad de potencia eólica teórica.

La forma más directa de estimar la densidad de potencia eólica media asociada a una distribución dada de valores horarios de la velocidad del viento es a través del flujo de energía cinética media por unidad de área perpendicular a la dirección del viento para cada valor horario de la velocidad. Este cálculo puede realizarse en forma compacta utilizando los parámetros del ajuste de Weibull mediante la expresión (Meyers, 1979):

$$DPET = 0.5 \bar{\rho} c^3 \Gamma(3/k + 1) \quad (3)$$

en que $\bar{\rho}$ es la densidad media del aire, en este caso tomada como 1.2 kg m^{-3} , c y k son los parámetros de Weibull y Γ es la función gamma.

	VERANO				OTOÑO				INVIERNO				PRIMAVERA			
	70	71	72	73	70	71	72	73	70	71	72	73	70	71	72	73
r^2 (%)	100	97	99	98	96	94	100	99	99	98	100	99	99	98	99	98
c	6.15	6.19	6.06	6.98	4.98	4.92	4.59	6.32	6.14	5.30	6.14	5.52	6.22	6.09	7.39	6.50
k	3.38	2.76	3.23	3.32	2.86	2.71	2.71	2.69	2.87	2.56	2.54	2.50	3.25	3.21	3.36	3.76
v_{50}	5.5	5.4	5.4	6.3	4.4	4.3	4.0	5.5	5.4	4.6	5.3	4.8	5.6	5.4	6.6	5.9
DPET	134	148	130	196	76	75	61	160	142	97	151	111	140	132	232	154
r^2 (%)	100	99	100	100	100	100	98	100	100	99	99	100	97	100	99	99
c	3.36	2.66	2.13	3.47	3.37	3.16	2.80	3.91	4.05	3.20	3.41	3.27	2.57	3.06	4.14	3.15
k	1.74	1.35	1.53	1.93	1.72	1.27	1.39	2.23	1.98	1.96	1.68	2.04	1.08	1.86	2.00	1.56
v_{50}	2.7	2.0	1.7	2.9	2.7	2.4	2.2	3.3	3.4	2.7	2.7	2.7	1.8	2.5	3.5	2.5
DPET	36	28	13	34	37	54	31	43	54	27	40	27	47	25	57	35

TABLA 2 Resultados del ajuste de la distribución de Weibull de dos parámetros a las distribuciones reales de la Tabla 1. r^2 = porcentaje de la varianza explicada; c ($m s^{-1}$) y k son los parámetros de Weibull; v_{50} ($m s^{-1}$) es la mediana derivada de la distribución; DPET ($W m^{-2}$) es la densidad de potencia eólica teórica (ver texto)

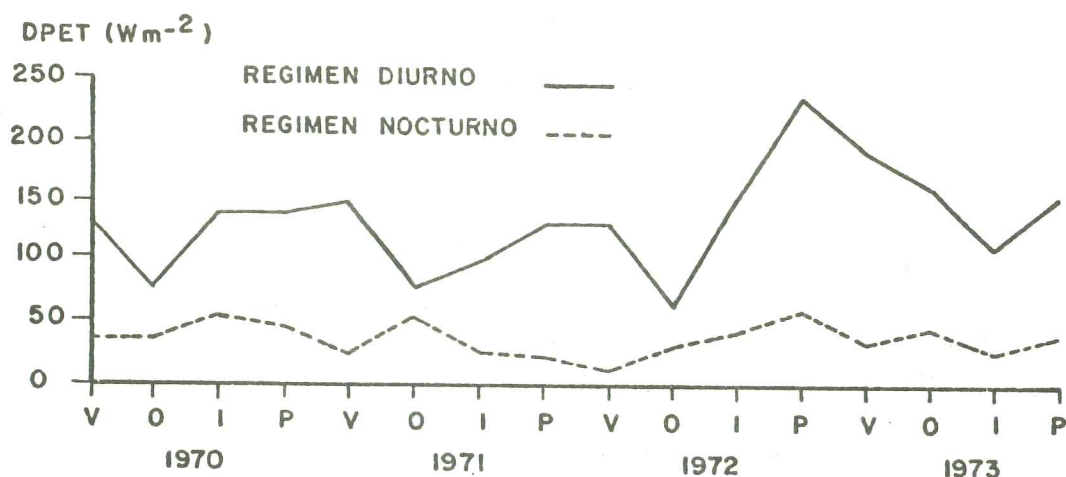


Fig. 6 Variación estacional de la densidad de potencia eólica teórica a partir de las distribuciones ajustadas de Weibull a los valores horarios de la velocidad del viento de Cerro Moreno.

Los valores de la densidad de potencia eólica calculados, (DPET) aparecen en la Tabla 2 y en la Fig. 6 expresados en $W m^{-2}$. Estos valores representan, como ya se ha indicado, el total de la potencia eólica asociada a todos los valores horarios de la velocidad del viento. Así, para estimar la potencia efectiva disponible es necesario considerar los límites inferior y superior de velocidad que definen el intervalo útil para una máquina eólica.

Del análisis de los valores obtenidos puede destacarse la importancia que tiene la variabilidad interanual en la densidad de potencia eólica teórica, ya que pueden existir diferencias importantes entre un período frío y uno cálido. En particular, puede notarse que la DPET prácticamente se duplica entre la primavera de 1971 y la de 1972 durante el período diurno.

Conclusiones.

Las distribuciones de valores horarios de la velocidad del viento que se utilizan para estimar la potencia eólica disponible en climas subtropicales áridos reflejan mecanismos físicos diferentes que conviene separar si se pretende evaluar en forma representativa el potencial eólico teórico. La variabilidad asociada a los ciclos diarios tiene una importancia mayor

que en latitudes medias en que los fenómenos meteorológicos de escala sinóptica enmascaran parcialmente este tipo de fluctuaciones.

Algo similar sucede con las variaciones interanuales que a primera vista pueden parecer poco importantes dada la estabilidad característica de estos climas.

Ciertamente, el problema de la variabilidad interanual se minimiza si se toma una muestra correspondiente a una larga serie de observaciones. Sin embargo, en los casos en que la información disponible no es suficiente o en aquéllos en que hay que efectuar mediciones especiales, vale la pena tener en cuenta este aspecto de la variabilidad temporal.

La muestra de valores horarios de velocidad del viento analizada para Cerro Moreno, Antofagasta, permite por una parte establecer la representatividad de la distribución de Weibull de dos parámetros y por otra, comparar, en términos relativos, los parámetros que se obtienen para fluctuaciones en tres escalas de tiempo diferentes. De esta comparación resulta una diferencia significativa entre el período diurno y el nocturno en términos de factores de forma y escala, reflejando la mayor frecuencia de calmas y velocidades bajas durante la noche. Asimismo, la importancia de las variaciones interanuales se ve reflejada en los valores de la densidad de potencia eólica teórica derivadas del modelo de Weibull, notándose un aumento relativo que puede alcanzar hasta un 100% en períodos cálidos con respecto a los fríos.

Algo similar puede decirse en cuanto a la necesidad de tomar en cuenta la variabilidad espacial, ya que las circulaciones regionales y locales no quedan inmersas en las de escala sinóptica como ocurre en latitudes medias. En el caso de las circulaciones regionales para la zona norte de Chile es posible establecer una considerable diferencia entre el régimen nocturno de vientos en la región costera, estudiado en este trabajo, y el régimen interior correspondiente (Rutilant et al., 1972). En el caso de este último las velocidades medias del viento son considerablemente mayores y las direcciones son prácticamente opuestas a las que predominan durante el día, lo que en conjunto hace más favorable la perspectiva de una explotación económica del recurso eólico.

Referencias Bibliográficas.-

- BERLAGE, H.P., 1957: "Fluctuations of the general atmospheric circulation of more than one year, their nature and prognostic value. Mededel. Verhandel Koninkl. Ned. Met. Inst. N° 69: 152 pp.
- CORTEZ, H. y ULRIKSEN, P., 1981: "Métodos de estimación del potencial eólico a partir de datos meteorológicos". II Seminario Nacional Sobre Energía Solar y Eólica, Antofagasta-Chile, Marzo 1981.
- ENFIELD, D., 1980: "Thermally driven wind variability in the planetary boundary layer above Lima, Perú". School of Oceanography, Oregon State University, USA (Submitted to JGR).
- JUSTUS, C.G. y MIKHAIL, A., 1976: "Height variation of wind speed and wind distribution statistics". Geoph. Res. Lett., 3, pp. 261-264.
- JUSTUS, C.G., HARGRAVES, W.R., MIKHAIL, A. y GRABER, D., 1978: "Methods for estimating wind speed frequency y distributions". J. App. Met., 17, pp. 350-353.
- LETTAU, H., 1967: "Small to large scale features on boundary layer structure over mountain slopes". Proc. Symp. on Mountain Meteorology, Fort Collins, Co. USA.
- LETTAU, H., 1976: "Dynamic and energetic factors which cause and limit aridity along South America's Pacific coast". Cap. 4 (Apéndice 1) en World Survey of Climatology, Vol. 12, pp. 182-192.
- LETTAU, H. y LETTAU, K., 1978: "Exploring the world's driest climate". IES Report 101. Center for Climatic Res. U. of Wisconsin, Mad., USA.
- MEYERS, Ch., 1979: "Wind speed and wind power potential in a coastal environment". Report 52, Atmospheric Science Group, The University of Texas, Austin, USA.
- QUINN, W., 1979: "The false El Niño and recent related climatic changes in Southern Pacific". Int. Report School of Oceanography, Oregon State University, USA.

- RUTLLANT, J., ULRIKSEN, P., SIPPA, G., SALINAS, H. y DOERR, L., 1972: "Resultados de la campaña de mediciones meteorológicas realizada en la Provincia de Antofagasta". Publ. 140, Depto. de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago.
- RUTLLANT, J. y ULRIKSEN, P., 1979: "Boundary layer dynamics of the extremely arid northern part of Chile: The Antofagasta Field Experiment". Boundary Layer Met., 16, pp. 41-55.
- RUTLLANT, J., 1977: "On the extreme aridity of coastal and Atacama deserts in northern Chile". Tesis Ph. D. Universidad de Wisconsin, Mad., USA.
- RUTLLANT, J., 1979: "Efecto dinámico regional del contraste térmico océano-continente a lo largo de la costa occidental árida de Sud América: Expedición 1979". Revista Geofísica N° 9, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, pp. 103-118.
- RUTLLANT, J., 1980: "Surface energy budget along the arid west coast of South America". II Conferencia sobre Meteorología Costera. American Meteorological Society, Los Angeles, USA.