

## EL CLIMA A SOTAVENTO DE LAS MONTAÑAS DE COSTA RICA

Max Campos\* y Vilma Castro \*\*

## RESUMEN

Las montañas y cordilleras de Costa Rica actúan como un obstáculo al viento Alisio predominante produciendo condiciones climáticas contrastantes entre ambas vertientes (Pacífico y Caribe). Las regiones a sotavento, en relación con el viento Alisio, de las cordilleras Volcánica Central, Tilarán y Guanacaste, presentan una reducción notable en la precipitación, comparada con la recibida a barlovento, principalmente cuando el viento Alisio es fuerte. Sin embargo, los pasos de montaña permiten el transporte de humedad desde la Vertiente Caribe, afectando las distribuciones de nubosidad, humedad, lluvia y temperatura. La relación viento-topografía, juega un papel importante en el clima de las regiones a sotavento. El viento se acelera al canalizarse a través de los pasos de La Palma y Cañón del Reventazón, estimándose una velocidad teórica mayor en el Valle Central Oriental. La ocurrencia de ondas de montaña en estas regiones a sotavento es otra característica de las relaciones viento y orografía.

La distribución temporal de la lluvia varía desde el tipo Pacífico hasta el tipo Caribe, de acuerdo a la ubicación geográfica de la estación (valle, montaña o depresión). La cantidad de lluvia anual varía, observándose fuertes gradientes en las proximidades de los pasos.

La disminución de la temperatura en superficie con la elevación, en estas regiones, es de aproximadamente  $6^{\circ}\text{C}$  por cada kilómetro, su fluctuación anual es menor que  $5^{\circ}\text{C}$ . La humedad del aire no presenta efectos locales tan contrastantes como en otros elementos del clima, la amplitud anual depende, en mayor medida, de la fluctuación anual de la temperatura, así como de la existencia de una estación seca, más que de la orografía.

\* Instituto Meteorológico Nacional

\*\* Escuela de Física y Centro de Investigaciones Geofísicas,  
Universidad de Costa Rica

## EL CLIMA A SOTAVENTO DE LAS MONTAÑAS DE COSTA RICA

### 1. INTRODUCCION

Han transcurrido más de cien años desde que Henri Pittier registró las primeras observaciones meteorológicas en Costa Rica. Desde 1887 hasta la fecha, gracias a registros sistemáticos, se ha avanzado mucho en el conocimiento del clima del país. Sin embargo, todavía a nivel regional, la ausencia o cortedad de los registros no permiten realizar estadísticas climáticas satisfactorias.

Un registro climático estadísticamente aceptable es difícil de obtener. Es común encontrarse con series interrumpidas, no homogéneas debido a descalibración de instrumentos o cambios en las condiciones circundantes (e.g. un bosque que da paso a una urbanización), o ausencia de datos debido a la inaccesibilidad de una zona, la ausencia de personal o la escasez de equipo de medición, para mencionar sólo algunos de los motivos.

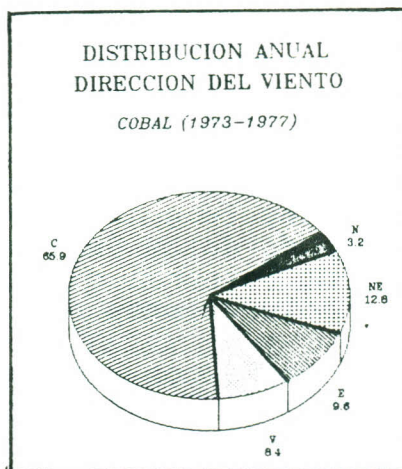
En Costa Rica, la zona con mejor y mayor densidad de registros climáticos es el Valle Central Occidental. Su característica climática más sobresaliente es la de estar protegida de los vientos predominantes por una cadena montañosa. En este trabajo se escogieron tres zonas con condiciones similares a las del Valle Central Occidental, con el propósito de estudiar su clima y observar similitudes.

En este trabajo se trata de describir el clima de una región basándose en el conocimiento del clima de otra zona geográficamente similar.

Para lograr lo anterior se hizo uso de los datos climáticos disponibles en las distintas regiones, así como estudios existentes en la literatura acerca del efecto orográfico sobre los diferentes parámetros climáticos: viento, lluvia, temperatura, humedad, nubosidad; en zonas a sotavento.

### 2. EL CLIMA DE COSTA RICA

La circulación general sobre Costa Rica está dominada por el viento del este, el cual se extiende desde la superficie hasta una altura que oscila entre los 5.800 y los 16.000 m de altura, dependiendo de la época del año (Grandoso et al., 1981). Los datos de Cobal, situado en la vertiente Caribe, indican que la dirección predominante del Alisio es del este-noreste (figura 1). Sin embargo, durante la mayor parte del tiempo la velocidad es inferior a 3.6 Km/h. La vertiente pacífico del país es afectada durante una época del año (aproximadamente de junio a noviembre) por un flujo con componente suroeste de menor espesor que el Alisio.



C = calmo. Viento con velocidades menores a 3.6 km/h.  
N = norte  
NE = noreste  
E = este  
V = varios. Otras direcciones

Figura 1. Frecuencia media anual de la dirección del viento en la Vertiente Caribe, estación Cobal.

Las figuras 2 y 3 muestran el posible efecto de las montañas sobre la dirección del viento en superficie cuando el viento que incide sobre las montañas es del este o noreste. Las líneas se trazaron tomando en cuenta la dirección del viento en gran escala, la existencia de pasos entre las montañas, la altura y forma del obstáculo y criterios derivados por Gerbier (1960) en los Alpes franceses.

En Costa Rica los meses con mayor estabilidad estática son enero, febrero y marzo, meses durante los cuales se observa una capa estable de aproximadamente 3 Km de espesor (Grandoso et al, 1981). De abril a diciembre el espesor decrece a aproximadamente 1.5 Km, muy por debajo de la altura de montañas que pueden producir ondas de montaña de consideración.

TOPICOS METEOROLOGICOS, Nº 2, 1992

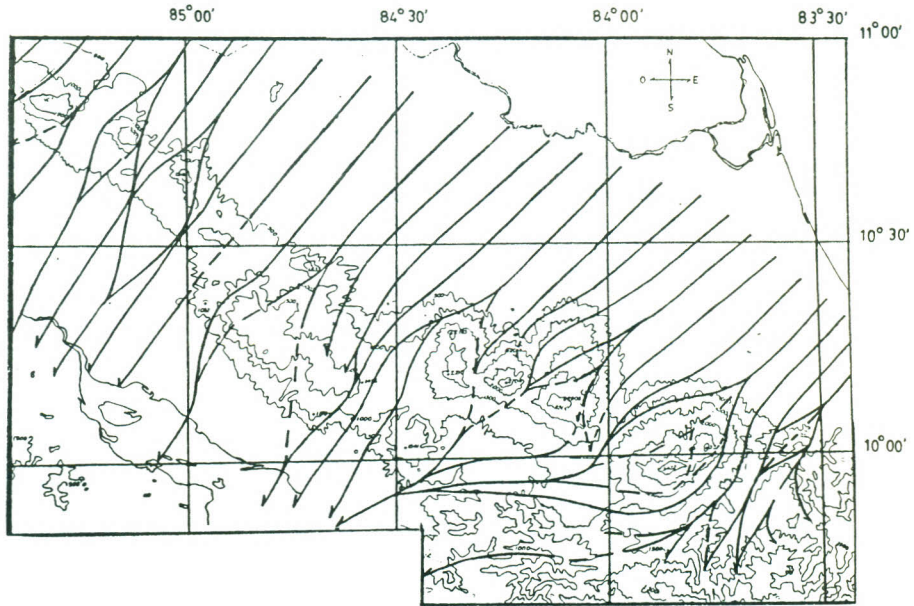


Figura 2. Posible efecto de la topografía sobre la dirección del viento Noreste en las regiones cercanas a la superficie. Curvas de nivel en metros.

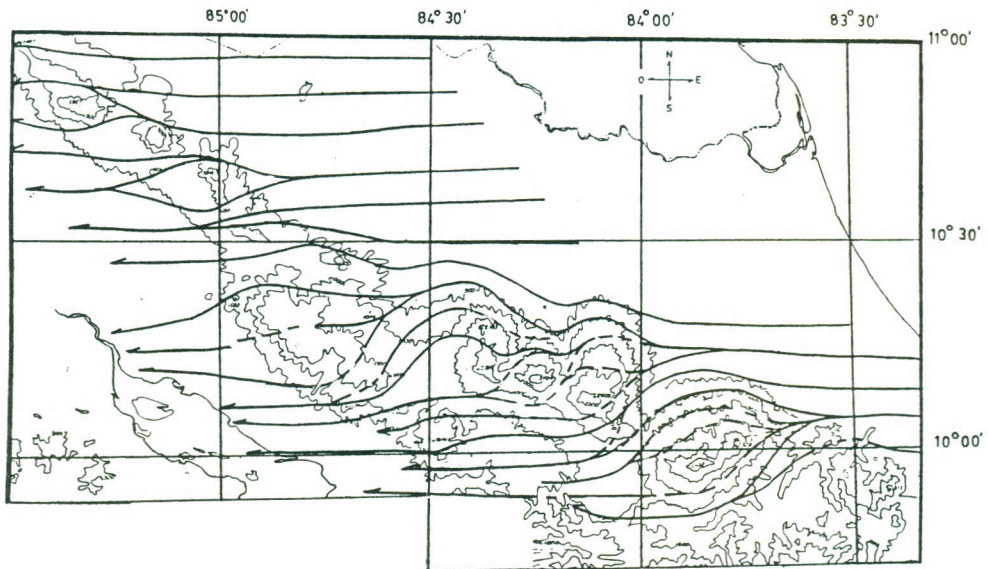


Figura 3. Posible efecto de la topografía sobre la dirección del viento del Este en las regiones cercanas a la superficie. Curvas de nivel en metros.

## EL CLIMA A SOTAVENTO DE LAS MONTAÑAS DE COSTA RICA

La precipitación media anual en Costa Rica varía entre 1500 y 8000 mm dependiendo del lugar. A consecuencia de un efecto similar al foehn, y circulaciones sinópticas y de mesoescala, existen regímenes claramente diferentes en las vertientes del Caribe y Pacífico. El Pacífico es menos lluvioso que el Caribe, con una estación seca entre diciembre y abril y un veranillo entre julio y agosto. En el Caribe no existe estación seca, aunque las lluvias disminuyen entre febrero y abril, setiembre y octubre. La estación lluviosa en el Pacífico coincide con la época del año en que el Alisio es menos intenso y los Oestes Ecuatoriales dominan el suroeste del país.

La temperatura media anual del aire es de alrededor de 28°C a nivel del mar y desciende alrededor de 6°C por cada 1000 m de elevación. La fluctuación diurna es de unos 10°C, y la anual no alcanza los 5°C (Campos, 1988). La temperatura del aire es afectada por la distribución de la lluvia. En el Pacífico las temperaturas medias más bajas ocurren en los meses más lluviosos (setiembre y octubre) y las más altas al final de la estación seca (marzo y abril). En el Caribe las medias máximas ocurren entre mayo y junio y las mínimas entre diciembre y enero, correspondiendo estos últimos con la entrada de empujes de aire frío desde latitudes medias.

### 3. ASPECTOS TOPOCLIMATICOS GENERALES:

La velocidad del viento en el entorno de una montaña es por lo general inferior a sotavento que a barlovento, disminuyendo su magnitud conforme más fuerte sea la pendiente, (Keiser, 1954, citado por Yoshino, 1975).

En un valle a sotavento la velocidad del viento depende del ángulo que se forma entre la dirección del viento predominante y la orientación del valle (ángulo  $\beta$ ), y de la relación entre el ancho del valle (L) y la altura de la montaña (H). (citado por Campos, 1988).

Cuando se comparan las velocidades que se presentan en un lugar a barlovento, no afectado por barreras topográficas, y un valle a sotavento, se observa que la velocidad del viento a sotavento es superior que a barlovento cuando  $\beta$  es inferior a unos 25° y aumenta conforme la relación L/H disminuye (Fuh, 1963, citado por Yoshino, 1975) debido al acanalamiento del aire. Un efecto similar ocurre en los pasos entre las montañas.

En los lugares montañosos es posible la formación de ondas de montaña (oscilaciones de una corriente de aire dinámicamente estable en la cual la montaña es la fuente perturbadora y la gravedad la fuerza restauradora).

Las ondas de montaña son causantes de fuertes vientos en superficie a sotavento del obstáculo. En algunos casos estos vientos acarrearán una capa nubosa sobre la cima de la montaña conocida como pared de foehn (figura 4). Las ondas de montaña de gran amplitud pueden contener rotadores en las crestas donde se puede entonces observar un tipo de nube conocida como nube de rotor. La principal importancia de las ondas de montaña reside en su capacidad de modificar una atmósfera estable, provocar turbulencia y colaborar con el debilitamiento de la capa estable permitiendo que en estas regiones se pueda desarrollar una convección profunda (Hooke, 1985).

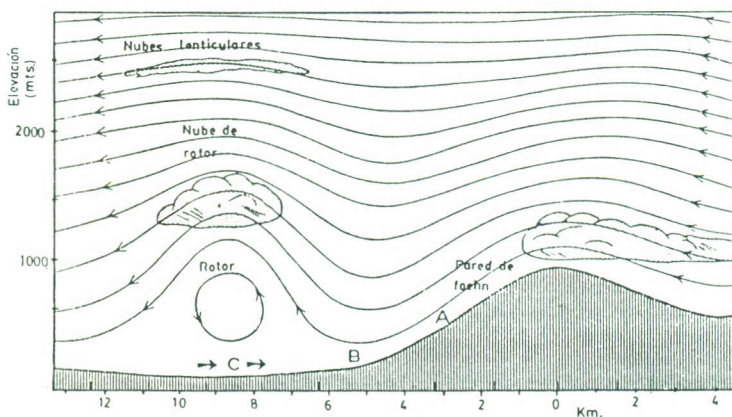


Figura 4. Esquema de una onda de montaña. En el punto A se presentan vientos fuertes, con ráfagas máximas en el punto B. Condiciones de viento calmo o en dirección contraria al viento en altura pueden ocurrir en C (Tomado de Queney et al, 1960).

Las condiciones atmosféricas que favorecen la ocurrencia de ondas de montaña son la presencia de una capa estable profunda y un flujo aproximadamente perpendicular al obstáculo con una cortante vertical positiva. Los obstáculos cóncavos son más propicios que los convexos para la generación de ondas (Queney et al, 1960).

Las condiciones físicas creadas por determinadas corrientes de aire que ascienden y luego desciende conducen a un máximo de lluvia a barlovento, un mínimo a sotavento y a un valor intermedio en la cima de la montaña si ésta se encuentra por encima del nivel de condensación por elevación. Este fenómeno se halla muy bien documentado en la literatura y se conoce como efecto foehn.

#### 4. LAS ZONAS DE ESTUDIO

Las zonas analizadas en este trabajo son:

- Zona I : Valle Central Occidental
- Zona II : Cartago (Valle Central Oriental)
- Zona III : Bagaces - Cañas
- Zona IV : Faldas de Cordillera de Tilarán.

Las zonas I y II se escogieron porque ambas poseen una cantidad de información suficiente para estudiar algunos de los efectos que la topografía produce sobre el clima a sotavento de una montaña.

La zona III cuenta con una red de estaciones poco densa y registros cortos. La información disponible se usó para corroborar las extrapolaciones que se hicieron para la zona basándose en los datos de las zonas I y II. En la zona IV la cantidad de información es aún menor que en la zona III, por lo que en ella muchas de las inferencias quedan sin corroboración.

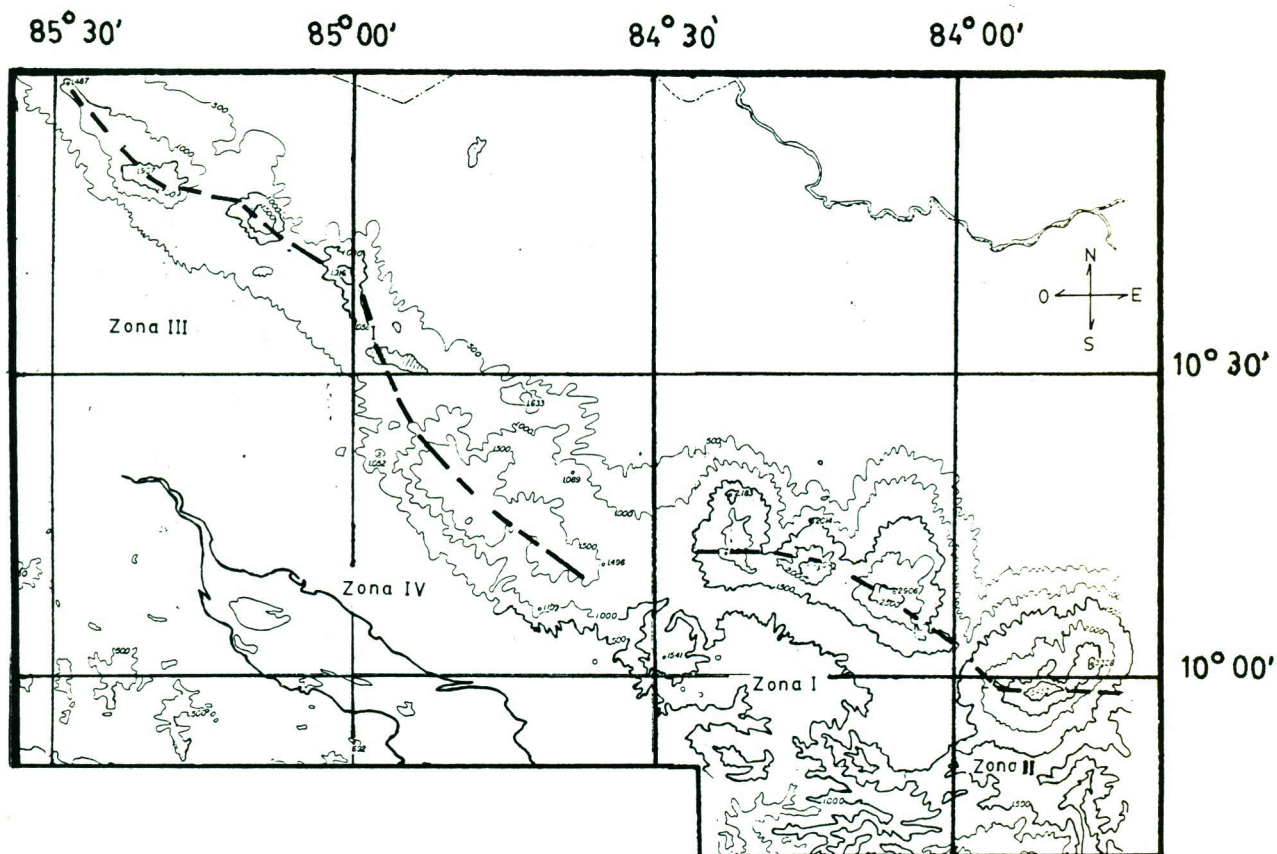


Figura 5. Localización de las zonas a sotavento incluidas en este estudio. Curvas de nivel en metros.

EL CLIMA A SOTAVENTO DE LAS MONTAÑAS DE COSTA RICA

El mapa de la figura 5 muestra las zonas mencionadas anteriormente; en ella se puede observar la orientación de las pendientes, la orientación de las cordilleras, la elevación de las montañas y la posición de los pasos entre las montañas.

5. EL CLIMA A SOTAVENTO DE LA CORDILLERA VOLCANICA CENTRAL

A. El Viento:

El efecto de aceleramiento del viento en un valle a sotavento se puede apreciar en la figura 6. La velocidad del viento es mayor en las estaciones en el valle a sotavento que a barlovento y mucho mayor en los pasos entre las montañas (estación San Josecito de Heredia).

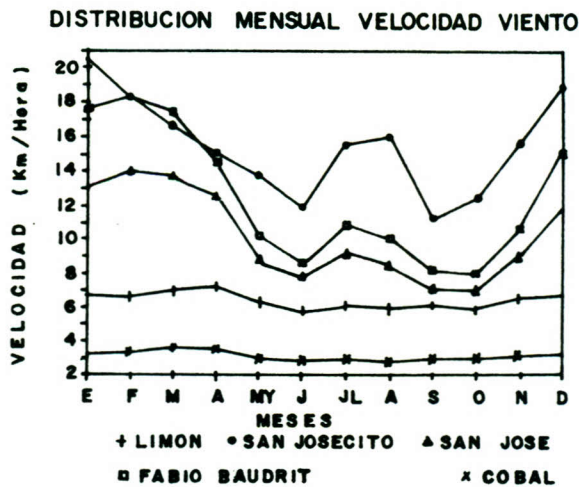


Figura 6. Valores mensuales medios de la velocidad del viento a barlovento (Limón 1970-86, Cobal 1973-77), a sotavento (San José 1970-82, Fabio Baudrit 1974-86) y en las cercanías de una depresión (San Josecito 1981-86).

La tabla 1 muestra los valores de  $\beta$ , L y H según se definieron en la sección 2, para los valles de las zonas I y II. (Campos, 1988)

Tabla 1. Valores de  $\beta$  y L/H para los valles en las zonas I y II.  $\beta$  está dado para las dos direcciones predominantes del viento alisio.

LUGAR	VIENTO ESTE	VIENTO NORESTE	L / H
Zona I	$\beta = 26$	$\beta = 73$	13.79
Zona II	$\beta = 20$	$\beta = 66$	6.82

Los valores menores de  $\beta$ , para los cuales es mayor el aceleramiento del viento, ocurren cuando el viento es del este.

La figura 7 muestra que hay mayor frecuencia de estos entre enero y mayo, meses en los que se debe esperar un mayor aceleramiento del viento en los valles, como se verifica en la figura 6. La tabla 1 también indica que teóricamente el valle en la zona II debería ser más ventoso que el de la zona I. Sin embargo, no existen datos en este momento para corroborar esta hipótesis.

Aunque no existen mediciones para probar la existencia de ondas de montaña, se puede reconocer su presencia, sobre todo a principio de año y temprano por la mañana gracias a la nubosidad lenticular que éstas producen.

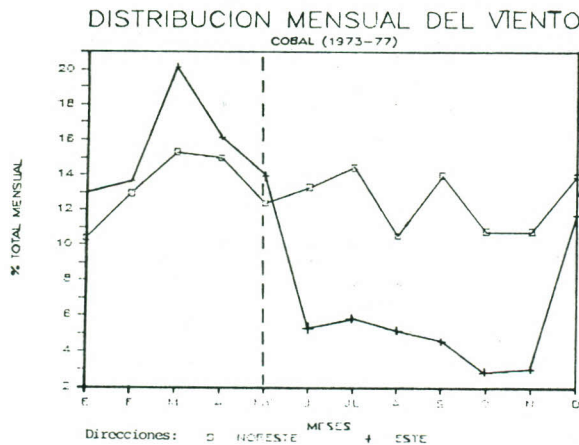


Figura 7. Distribución mensual del viento a barlovento. Estación Cobal.

### B. La Precipitación

La figura 8 muestra la distribución de la precipitación en la zona I. La intrusión de nubosidad por los pasos producen un aumento en la precipitación con respecto a áreas aledañas, segmentos AB y CD.

Existen también intrusiones de humedad del Océano Pacífico a través del cañón del Río Grande de Tárcoles y la depresión que éste forma en el Valle, punto E, que favorecen la producción de precipitación de tipo convectivo y orográfico sobre las faldas del Volcán Poás, puntos F y G.

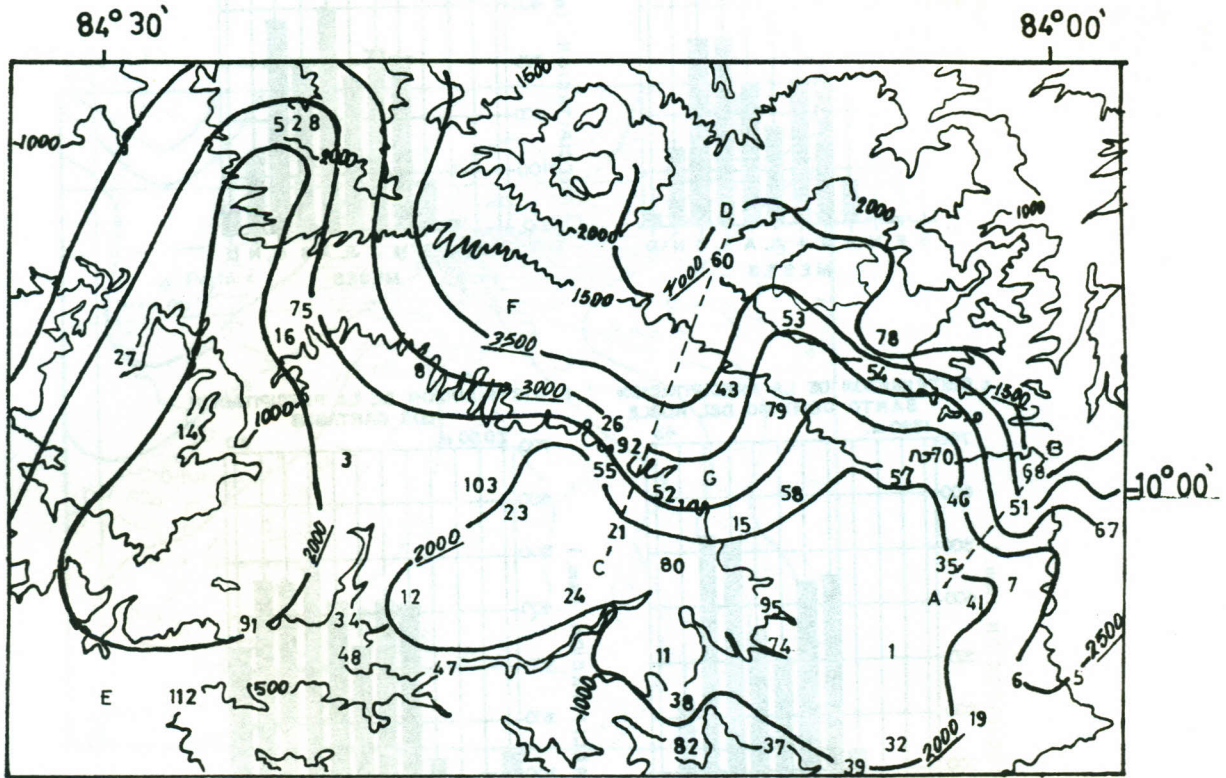


Figura 8. Distribución de la precipitación en la Zona I. Isoyetas cada 500 milímetros. Curvas de nivel en metros. Los números de 2 y 3 dígitos corresponden a estaciones de la cuenca 084, ver apéndice A.

Las zonas más secas del valle (zona I) tienen todas las distribuciones mensuales de lluvia tipo Pacífico (figura 9 a y b) las cuales evolucionan a distribuciones de tipo Caribe conforme se avanza hacia las montañas, observándose un aumento en la cantidad de lluvia en los meses de julio y diciembre, meses en los cuales la actividad en la vertiente Caribe es mayor (figura 9 c y d).

La figura 10 muestra la distribución anual de la precipitación en la zona II. A la sombra de la montaña se encuentra una zona alargada con menor precipitación que las zonas adyacentes influenciadas por los pasos entre las montañas. La zona al este presenta un régimen de precipitación tipo Caribe mientras que el resto del área tiene características de tipo Pacífico (figura 11 a y b).

### EL CLIMA A SOTAVENTO DE LAS MONTAÑAS DE COSTA RICA

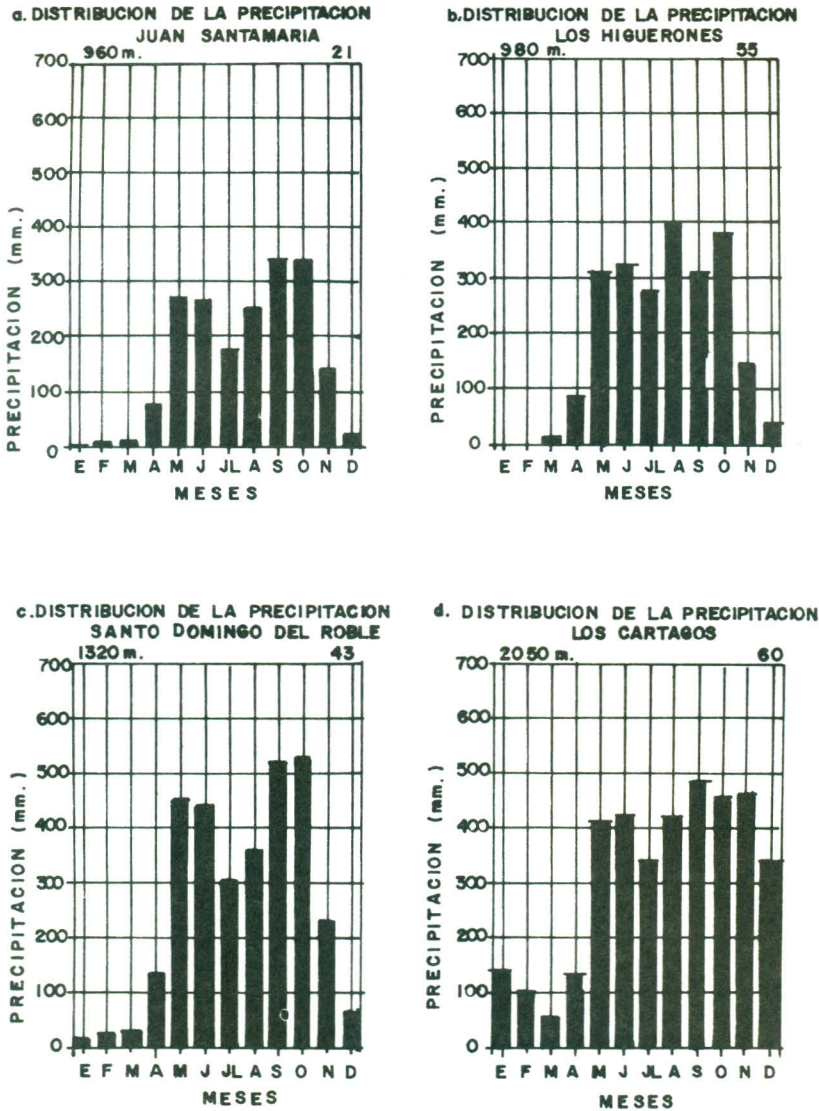


Figura 9. Distribución mensual de la lluvia en la zona I (período 1972-82). El número significa el número de estación de la cuenca 84.

La variación de la precipitación con la elevación se estudió en los perfiles indicados en la figura 10. La precipitación en el perfil 1 aumenta con la elevación (figura 12) a causa del derrame de nubosidad de barlovento sobre la cima de la montaña durante la estación seca del Pacífico. En el perfil 2, expuesto al Alisio que penetra por el Paso de la Palma, hay un máximo a media falda (2200 m) como es característico de las zonas a barlovento de la montaña (Fernández et al., 1991; Chacón y Fernández, 1985). En el perfil 3 hay también un máximo a media falda, pero a menor elevación y con lluvias más abundantes que en el perfil 2, probablemente debido a la mayor influencia Caribe.

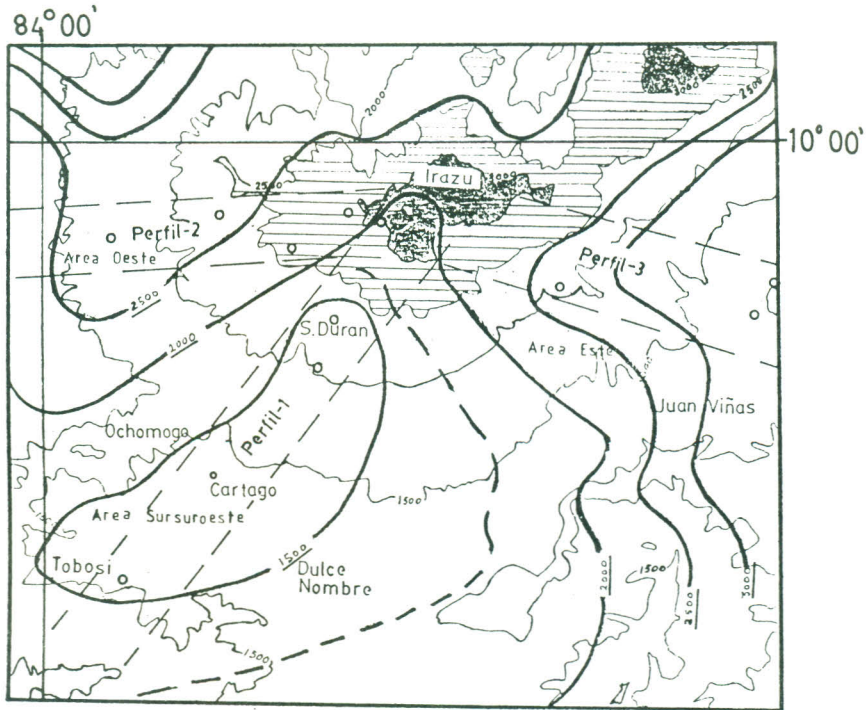


Figura 10. Distribución anual de la lluvia en la zona II. Isoyetas cada 500 milímetros. Curvas de nivel en metros.

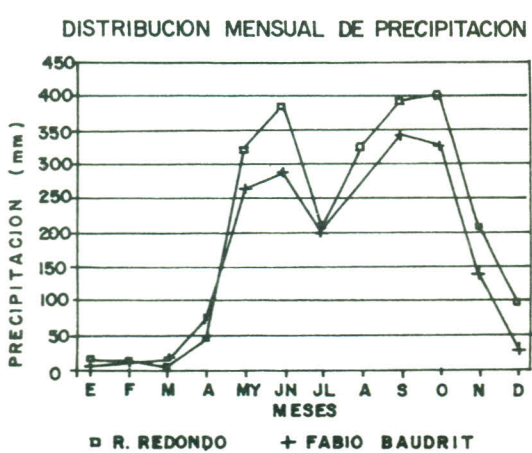


Figura 11.a. Comparación entre el régimen de precipitación del Pacífico (Fabio Baudrit, 1961-85) y el observado en el área oeste (Rancho Redondo, 1972-82). Zona II.

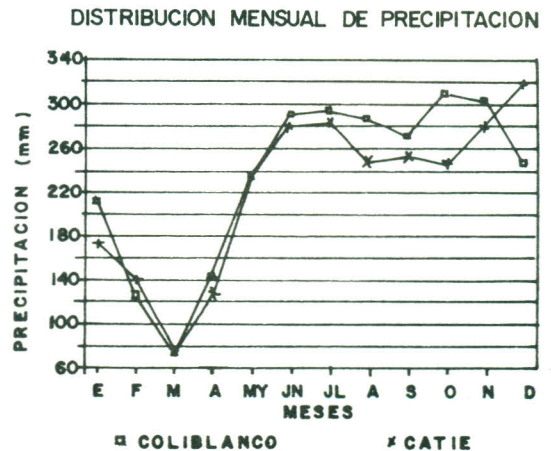


Figura 11.b. Comparación entre el régimen de precipitación del Caribe (CATIE, 1972-82) y el observado en el área este (Coliblanco, 1972-82). Zona II.

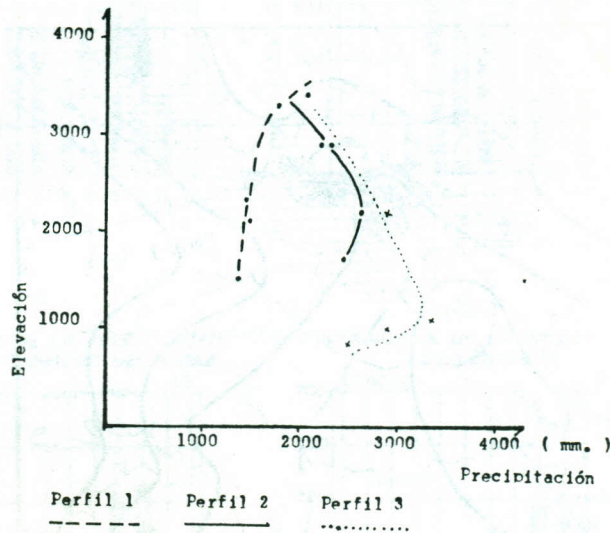


Figura 12. Variación de la precipitación anual con la elevación en tres perfiles de la zona II.

### C. La Temperatura

Los registros de temperatura disponibles en las zonas I y II muestran que la misma desciende con la elevación a razón de  $6.5^{\circ}\text{C}/\text{Km}$  en la zona I y de  $5.4^{\circ}\text{C}/\text{Km}$  en la zona II (Campos, 1988). Las siguientes ecuaciones, obtenidas a partir de perfiles de la costa Pacífico y Caribe, representan la relación entre la temperatura media anual T (en  $^{\circ}\text{C}$ ) y la altitud H (en metros):

$$\text{Zona I : } T = 28.2 - 6.53 * 10^{-3} H$$

$$\text{Zona II : } T = 26.2 - 5.39 * 10^{-3} H$$

con coeficientes de correlación superiores al 0.95. El gradiente de la zona II es en general inferior al gradiente adiabático húmedo (aproximadamente  $6.0^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ ) denotando la presencia de una capa de aire muy estable.

El gradiente de las temperaturas máximas promedio y mínimas promedio es similar al de la temperatura media.

### EL CLIMA A SOTAVENTO DE LAS MONTAÑAS DE COSTA RICA

Por ejemplo, una estación a 2337 m de altura, Sanatorio Durán, indica la existencia de un caso particular en el que la temperatura media máxima es  $2.7^{\circ}\text{C}$  superior al valor teórico estimado suponiendo un gradiente de  $5.4^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ . Posible causa: la región del Sanatorio no es afectada por el anillo de nubosidad que penetra por los pasos y rodea la base de la montaña, ni por la nubosidad que se derrama por la cima.

Las características de la fluctuación mensual de temperatura refuerzan que existen zonas con influencia Caribe o Pacífico en el Valle Central, las cuales se delimitan en la figura 13.

La figura 13 muestra además la variación local de la amplitud media de la oscilación diaria de temperatura. La amplitud es mayor sobre las zonas menos afectadas por nubosidad.

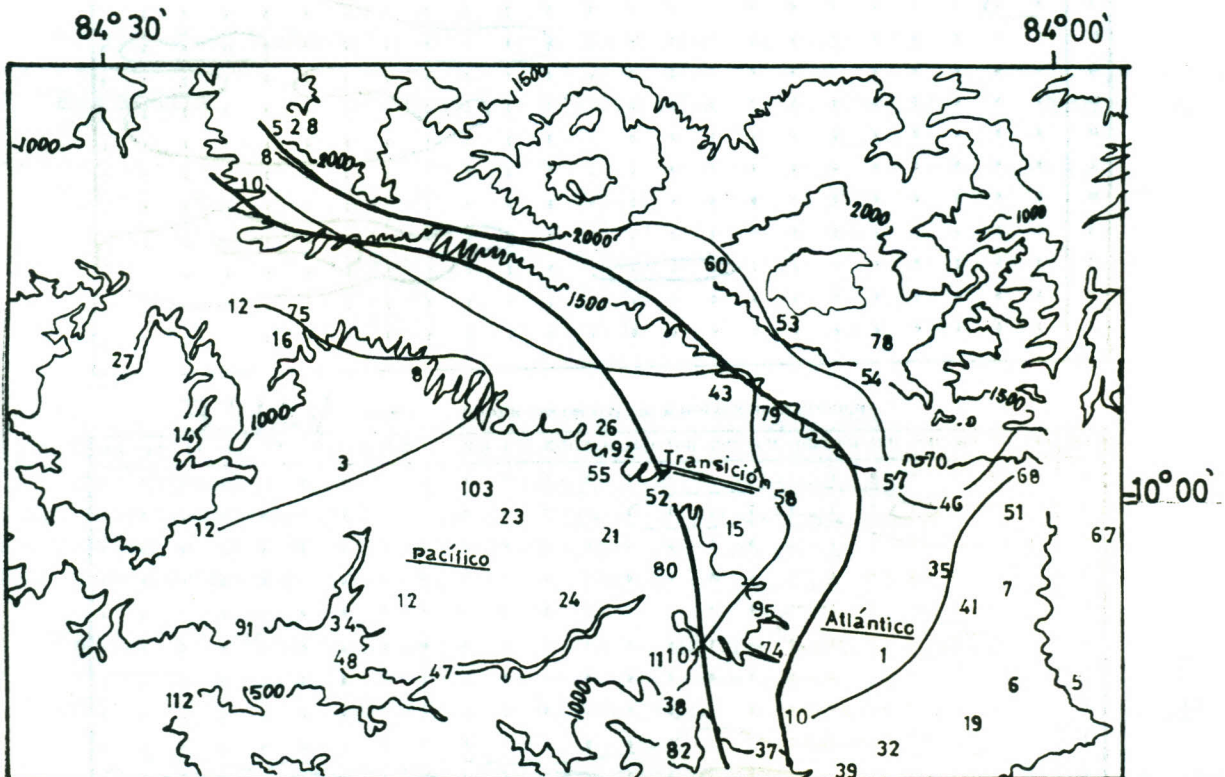


Figura 13. Influencias sobre la distribución de la temperatura. Las líneas gruesas señalan la división aproximada de esta influencia, las líneas delgadas indican la amplitud media de la oscilación diaria de la temperatura en grados centígrados. Curvas de nivel en metros. Los números representan estaciones meteorológicas, ver apéndice A.

D. Brisas

Las diferencias de temperatura entre la base y el tope de la montaña pueden generar brisas locales. Para demostrar su existencia se utilizaron dos años de registro de viento de la estación Tierra Blanca, situada en el flanco de la montaña en la zona II.

La dirección del viento fue tomada como criterio para distinguir las brisas locales del flujo sinóptico, cuya dirección predominante es este o noreste. La brisa de valle tiene componentes sur y suroeste, la brisa de montaña componentes norte y noreste. Bajo este criterio no es posible diferenciar un norte o noreste sinóptico de una brisa de montaña.

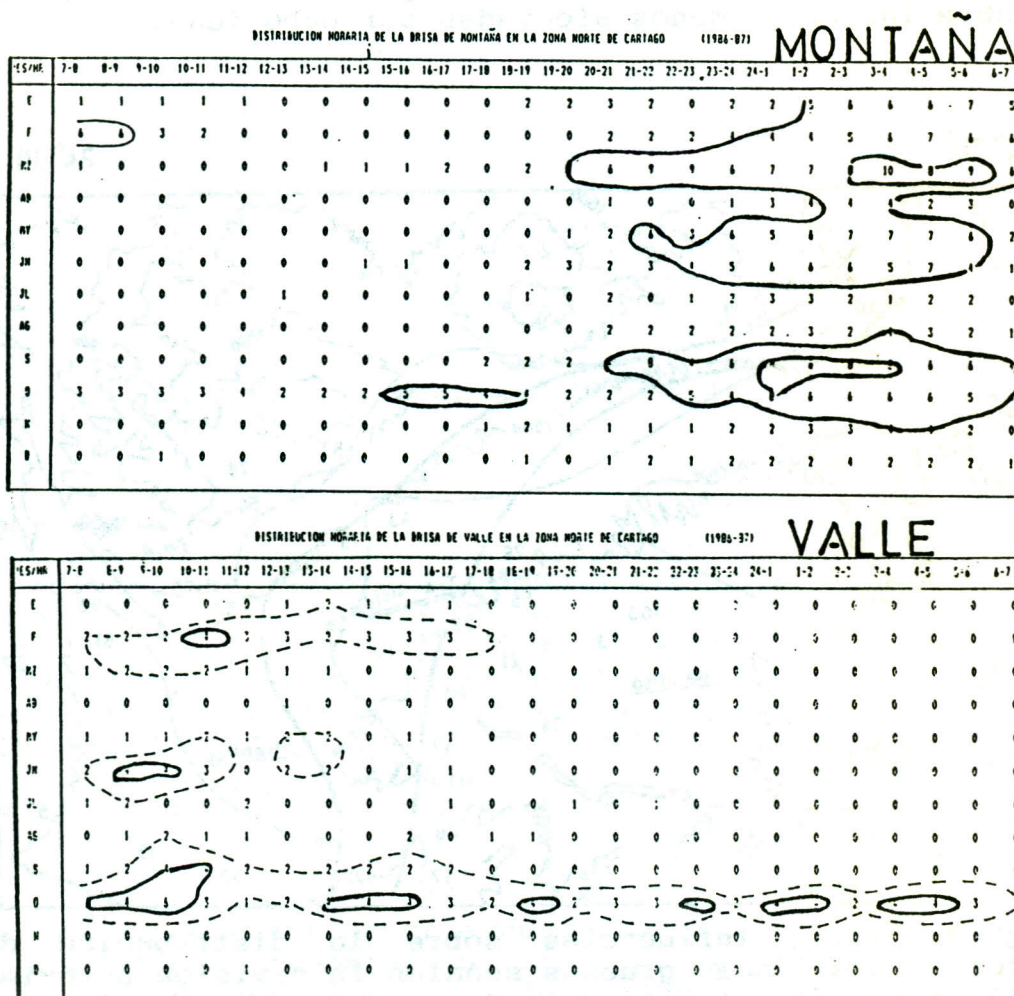


Figura 14. Distribución horario-mensual de las brisas de montaña y valle en la zona de Cartago.

La figura 14 muestra la frecuencia mensual de brisas locales. Aunque el número de casos es bajo, es clara la presencia de las

## TOPICOS METEOROLOGICOS, Nº 2, 1992

mismas. Como es de esperar las brisas de montaña ocurren en horas de la madrugada mientras que las de valle tienen lugar a media mañana. Las brisas de valle ocurren raramente después de las dos de la tarde durante la estación lluviosa debido a la lluvia. No se explica a qué se debe la ocurrencia de brisas de valle durante la noche en el mes de octubre, mes en que ocurre también el mayor número de casos de brisas de montaña. Sin embargo una posibilidad podría ser la predominancia de oestes sinópticos en octubre.

E. Humedad

Los registros de humedad en las zonas I y II no muestran dependencia de la humedad relativa con la elevación. La variación espacial de la humedad relativa es pequeña con una tendencia a valores menores hacia el oeste del valle de la zona I y a valores mayores hacia las montañas, en las zonas donde ocurre intrusión o derrame de nubosidad (Tabla 2).

Tabla 2. Humedad relativa en % en la zona I.

Estación	Número	Elevación	Promedio Anual	Amplitud <sup>1</sup>
Fraijanes	84030	1500	87	10
San Josecito	84046	1430	86	5
San José	84001	1172	82	9
Pavas	84074	1132	77	15
Fabio Baudrit	84023	840	79	20

En la estación Volcán Irazú, localizada a 3400 m de elevación, son comunes las fluctuaciones rápidas entre 20 y un 100% de humedad relativa, indicando el paso de masas de aire húmedo (derrame de nubosidad) intercaladas con masas de aire seco características de la atmósfera de altura. La fluctuación disminuye conforme se desciende hacia el valle (Tabla 3).

Tabla 3. Humedad relativa en % en la zona II.

Estación	Número	Elevación	Promedio Anual	Amplitud <sup>1</sup>
Irazú	73081	3400	85	19
Coliblanco	73078	2200	85	8
Pacayas	73022	1735	89	2
Linda Vista	73018	1500	83	5
Cachí	73046	1200	82	3

<sup>1</sup>Diferencia entre el mes más seco y mes más húmedo.

## EL CLIMA A SOTAVENTO DE LAS MONTAÑAS DE COSTA RICA

### 6. EL CLIMA A SOTAVENTO DE LAS CORDILLERAS DE GUANACASTE Y TILARAN

Comparadas con la Cordillera Volcánica Central, las cordilleras de Guanacaste y Tilarán representan un obstáculo que opone menos resistencia al paso del viento, sus montañas son menos elevadas y se hallan separadas unas de otras por amplios pasos. La aceleración del viento a través de los pasos es siempre considerable y se aprecia varios kilómetros corriente abajo.

Por su configuración, orientación y altura, la Cordillera de Tilarán favorece la formación de ondas de montaña, pero al igual que en el Valle Central, aquí tampoco existen mediciones que comprueben su existencia.

A sotavento de las cordilleras de Guanacaste y Tilarán hay zonas de baja precipitación con valores inferiores a 1500 mm al año, delimitadas por zonas más húmedas debido a intrusiones de humedad acarreadas por el viento desde la Vertiente Caribe, como se puede comprobar en los mapas de lluvia del Atlas Climático de Costa Rica (Barrantes et al., 1986). Las intrusiones son más notorias cuando el alisio es predominantemente del noreste e incide perpendicularmente al eje de la cordillera. Posiblemente el área afectada por nubosidad de derrame sobre la cima sea más importante que en las zonas I y II debido a la menor altura de las montañas.

La distribución mensual de la lluvia en las partes secas de las zonas III y IV es de tipo Pacífico y cambia a una distribución de tipo Caribe conforme se avanza hacia los pasos y hacia la cumbre de las montañas. En la figura 15 se observa como sobre las faldas de la montaña (b) se recibe mayor precipitación durante los meses de la estación seca y veranillo del Pacífico que sobre la planicie (a).

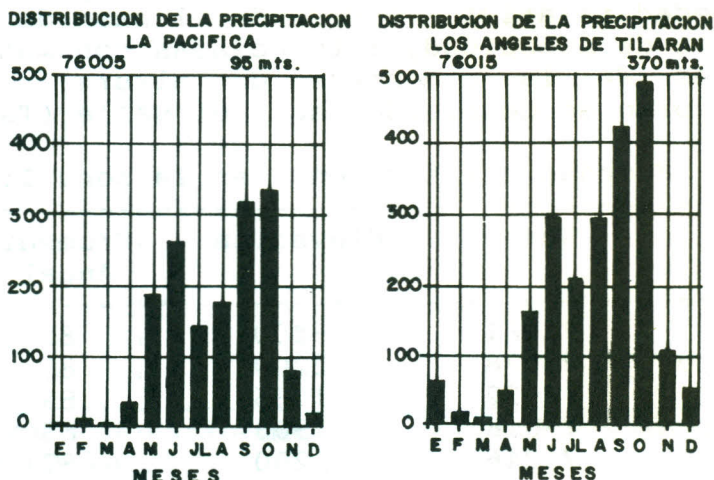


Figura 15. Distribución mensual de la precipitación (a) en la planicie y (b) sobre las faldas de la cordillera. (período 1972-82)

V. CASTRO Y M. CAMPOS

La influencia Caribe se refleja también en la distribución mensual de temperatura (figura 16).

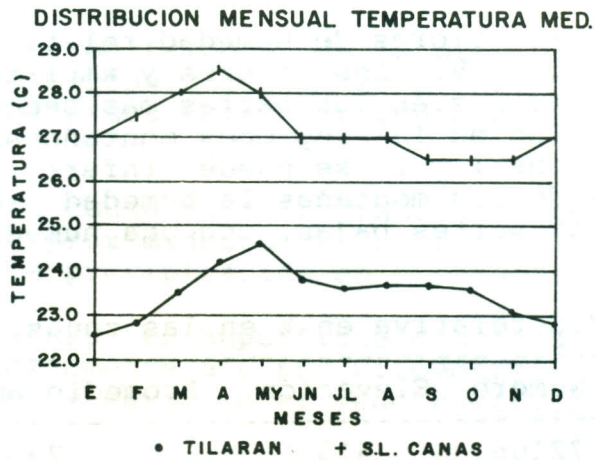


Figura 16. Comparación entre un régimen de temperatura tipo Caribe (Tilarán) y tipo Pacífico (San Luis de Cañas). Los máximos y mínimos ocurren en diferentes meses.

La amplitud diurna de la temperatura es menor sobre las cimas de las montañas y depresiones que sobre las zonas secas a la base de las montañas (Tabla 4).

Tabla 4. Rango diurno de la temperatura en °C en la zona III.

Estación	Número	Elevación	T.Máx.	T.Mín.	Amplitud <sup>1</sup>
Tilarán	76002	562	27.5	19.7	7.8
S.Luis Cañas	76005	95	31.7	23.1	8.6
Taboga	76008	40	32.5	22.1	10.4

A una misma elevación, la temperatura media del aire es mayor a sotavento que a barlovento de las cordilleras de Guanacaste y Tilarán (Barrantes et al., 1986) como es de esperarse por una combinación de efecto foehn, y por la mayor frecuencia de nubosidad sobre la zona Caribe, y otros factores.

Debido a la poca elevación de las cordilleras, es posible que las brisas de valle y montaña sean más débiles que sobre el Valle Central. El contraste térmico entre la tierra y el Océano Pacífico, hacia el cual se abren las pendientes de las zonas III y IV, se convierte en un factor más poderoso en la generación de brisas locales. La nubosidad que se forma sobre las faldas de las

<sup>1</sup>Diferencia entre T.máxima y T.mínima.

montañas, en ausencia de Oestes Ecuatoriales, revela la presencia de brisas locales, pero no existen registros de viento adecuados para documentarlas.

La Tabla 5 muestra valores de humedad relativa en las partes bajas de las zonas III y IV. Los valores y amplitudes anuales son similares a los encontrados en las partes más secas de la zona I. Se carece de información en las regiones montañosas, pero por lo observado en las zona I y II se puede inferir que hacia las depresiones y cimas de las montañas la humedad será ligeramente superior que en las partes bajas, con una humedad alta y una amplitud anual baja.

Tabla 5. Humedad relativa en % en las zonas III y IV.

Estación	Número	Elevación	Promedio anual	Amplitud <sup>1</sup>
Santa Rosa	72106	315	79	21
Liberia	74020	85	76	23
P. Panamá	72114	3	76	30
Puntarenas	78003	3	81	16

## 7. CONCLUSIONES

En resumen, los aspectos más importantes que se pueden concluir en cuanto a la relación entre la orografía y los parámetros climáticos en las zonas estudiadas son las siguientes.

1. Existe una reducción en la precipitación a sotavento de las montañas con respecto a la que se recibe a barlovento. La magnitud de la reducción depende de que otros flujos, aparte del dominante, como por ejemplo la brisa del Pacífico interactúen con la orografía.

2. Los pasos entre las montañas permiten el transporte de humedad de barlovento a sotavento, con la consecuente influencia sobre la lluvia, nubosidad, temperatura y humedad del aire.

3. El viento se acelera al canalizarse a través de los pasos y al entrar al Valle Central oriental y occidental (zonas I y II).

4. Por la orientación del valle, amplitud, altura de las montañas circundantes y dirección del flujo dominante, se deduce que el viento es más fuerte en el Valle Central oriental que en el occidental.

## EL CLIMA A SOTAVENTO DE LAS MONTAÑAS DE COSTA RICA

5. Los meses más favorables para la ocurrencia de ondas de montaña son enero, febrero y marzo debido a las condiciones de estabilidad.
6. La distribución temporal de la precipitación varía de tipo Pacífico a tipo Caribe conforme se avanza desde el oeste de los valles hacia los pasos entre las montañas y hacia la cima de las mismas.
7. La orografía causa fuertes gradientes de precipitación. Por ejemplo, en las proximidades de los pasos, hay grandes cambios en la magnitud de la precipitación en distancias cortas.
8. La temperatura en superficie desciende con la elevación a razón de aproximadamente  $6^{\circ}\text{C}$  por kilómetro. El gradiente es menor en el lado Caribe y mayor en el lado Pacífico.
9. La distribución temporal de la temperatura confirma la transición de un régimen de tipo Pacífico a otro de tipo Caribe conforme se avanza desde el oeste del país hacia el límite entre las dos vertientes.
10. Las brisas de valle-montaña, de baja frecuencia y magnitud, resultan opacadas por brisas mar-tierra en donde la orografía y la cercanía al mar permiten su generación.
11. La orografía afecta la amplitud de la oscilación diurna de la temperatura del aire, la cual es mayor en las zonas secas y menor en las zonas expuestas a advección de humedad.
12. La orografía no afecta mayormente la variación local de la humedad relativa, la cual difiere a lo máximo en 10 puntos entre las zonas secas y las afectadas por advección de humedad.
13. La amplitud de la fluctuación anual de la humedad relativa depende más de la existencia de una estación seca que de la orografía. La amplitud en las zonas expuestas a régimen Caribe no supera 10 puntos y en el Pacífico es del orden de 20.
14. Las cumbres por encima de los 3000 m se hallan afectadas por advecciones de aire seco y húmedo de altura. En estos lugares la humedad del aire fluctúa constante y ampliamente.

V. CASTRO Y M CAMPOS

REFERENCIAS

- Barrantes, J.A., Rosales, A. y Liao, A. 1986: **Atlas Climatológico de Costa Rica.** Instituto Meteorológico Nacional, San José, Costa Rica.
- Campos, M. 1988: **Efectos de la topografía sobre el clima a sotavento de las cordilleras Volcánica Central, Tilarán y Guanacaste.** Tesis de Licenciatura, Universidad de Costa Rica, San José.
- Castro, V. 1985: **Estudio climático de Costa Rica para la zonificación agropecuaria y forestal, Vol. 1.** SEPSA/MIDEPLAN, San José, Costa Rica. .
- Chacón, R.E., Fernández, W. 1985: **Temporal and spatial rainfall variability in the mountainous region of the Reventazon river basin, Costa Rica.** Journal of Climatology, Vol.5, 175-188.
- Fernández, W., Chacón, R.E., Melgarejo, J., 1991: **On the rainfall distribution with altitude over Costa Rica.** Enviado a publicación.
- Grandoso, H.N., Montero, A., Castro, V. 1981: **Características de la atmósfera libre sobre Costa Rica y sus relaciones con la precipitación.** Informe semestral del Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica.
- Hooke, W. 1981: **Gravity waves.** Environmental Sciences Group. ERL/NOAA, Boulder, Colorado, U.S.A.
- Queney, P. Corby, G.A., Gerbier, N., Koschmieder, H., Zierep, J., 1960: **The Airflow Over Mountains, Research 1958-1972.** World Meteorological Organization, Technical Note 127. Geneva Switzerland.
- Yoshino, M. 1975: **Climate in a Small Area: An Introduction to Local Meteorology.** University of Tokyo Press, Japan.