

00376

1  
2ej



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**

**FACULTAD DE CIENCIAS  
DIVISIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO**

**"Dinámica Hidrológica del Bosque  
Tropical Seco de Chamela, Jalisco, México".**

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:

**Maestría en Ciencias  
(Ecología y Ciencias Ambientales)**

PRESENTA:  
**Ana Laura Burgos Tornadú**

Director de Tesis: Dr. José Manuel Maass Moreno

1999

273463

**TESIS CON  
PALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

*Quiero dedicar este trabajo a  
Beatriz, mi mamá, y a la memoria de mis abuelos Domingo y Amanda,  
porque ellos me enseñaron a buscar y a defender aquello que uno quiere.*

*A mis hijos Enzo, Bruno y Lucrecia,  
porque me obligan todos los días a seguir creciendo.  
Y a Eduardo, mi compañero, por su incondicional apoyo de siempre.*

*Morelia, Michoacán; México. Marzo de 1999.*

## Agradecimientos

*Desde que comencé a imaginar la idea de buscar un posgrado fuera de Argentina, muchas fueron las personas que me empujaron, me ayudaron y me alentaron. Luego la llegada a este hermoso país que es México, la inserción, el trabajo y los proyectos. Y la vida cotidiana con distancia. A todos aquellos que estuvieron cerca quiero hacer llegar mi más profundo agradecimiento.*

*Al Dr. Tomás Schlichter y al Dr. Luis Sancholuz en Argentina, por los respaldos que me permitieron postular y acceder a las becas gracias a las cuales concreté este posgrado. A la Ing. M Sc. María Luisa Lanciotti por el continuo estímulo durante la búsqueda.*

*Al Dr. Victor Jaramillo y a la Dra. Thalia Castro en México, por su enorme hospitalidad cuando llegué a este país.*

*Al Dr. Manuel Maass, porque fue un tutor con quien conté en todo momento y sin su apoyo profesional todo hubiera sido mucho más difícil.*

*Al Dr. Victor Barradas y al Dr. Mario Tiscareño por las orientaciones que me brindaron durante el desarrollo de este trabajo. A la mesa de sinodales, por los comentarios que enriquecieron el escrito final: Dr. Zenón Cano, Dr. Victor Jaramillo, Dr. Felipe García Oliva y Dr. Javier Alvarez.*

*Al Ing. Salvador Araiza por el apoyo técnico y en el trabajo de campo. A Eduardo Moreno, Yolanda Nava y Andrés Camou, los compañeros del proyecto, con quienes compartí los días de trabajo en Chamela. De igual modo quiero expresar mi reconocimiento al apoyo logístico que me brindó la Estación de Biología de Chamela y al Proyecto Cuencas que posibilitó infraestructura, e información previa que aportaron a la síntesis desarrollada en este trabajo.*

*A mis amigos de la Patagonia: Paula Siracusa, Mario y Laura Pastorino, Silvia Vannelli y Victoria Cremona, por el soporte anímico a la distancia. A mis nuevos amigos Fabio Souza, Angel y Gaby Guzmán y Angélica Estrada, por compartir conmigo estos dos últimos años de vida mexicana.*

*Finalmente, agradezco a la Secretaría de Relaciones Exteriores de México (SRE; Becas para Estudiantes Extranjeros) por su apoyo económico durante los primeros meses de estudio, y al gobierno español a través de su Agencia de Cooperación Internacional (AECI; Beca del programa MUTIS), sin los cuales hubiera sido impensable esta experiencia de perfeccionamiento académico que siempre tendré presente para que reditúe en lazos más fuertes de cooperación entre Argentina y México.*

Este trabajo fue realizado con financiamiento del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT, México) y de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

## Resumen

Como parte de un proyecto de investigación ecológica a largo plazo sobre la estructura y el funcionamiento de un bosque tropical seco, este trabajo abordó el análisis de los componentes hidrológicos del ecosistema en una cuenca representativa en la costa de Jalisco, México. Se cuantificaron todos los componentes del balance hídrico y otros componentes derivados que describen aspectos del flujo de agua a través del ecosistema en el que se precipitan, en promedio, 698 mm anuales. El año hidrológico analizado (julio 1997-febrero 1998) correspondió a un año de Niño, aunque los descriptores del patrón de precipitaciones para Chamela, no lo ubican con anomalías que lo aparten de los parámetros históricos. Se caracterizaron los procesos de intercepción de la precipitación por el dosel y por el mantillo a través de un modelo empírico (ecuaciones de regresión simple) y de un modelo analítico (modelo de Gash) para la intercepción por el dosel, el cual fue parametrizado y validado para el área de estudio. Se determinó la evapotranspiración real a través del método de la razón de Bowen-balance de energía. Se calculó la demanda atmosférica por distintas aproximaciones (tanque evaporímetro, ecuación de Penman y Penman-Monteith). Se contó con datos de escurrimiento superficial desde un sistema aforado. Se obtuvieron mediciones de humedad del suelo con las cuales se validó una simulación de la variación diaria de la humedad edáfica entre julio de 1997 y febrero de 1998. Se calculó el aporte por rocío y el agua almacenada en la biomasa leñosa en pie.

El comportamiento hidrológico de este ecosistema puede ser caracterizado considerando tres etapas básicas: el inicio de la temporada de lluvias, la estación de crecimiento propiamente dicha y la finalización de la época húmeda. El *inicio* del año hidrológico (julio) se realizó con una lluvia abundante (> a 50 mm) suficiente para la hidratación de yemas y el disparo del crecimiento del dosel. La humedad inicial en el suelo fue mínima (8 mm en todo el perfil) producto de la larga estación seca precedente. La capacidad de almacenaje de los suelos determina la existencia o no de escurrimiento en esta etapa, así como el almacenaje neto para sustentar el crecimiento posterior del dosel, por lo que constituye un componente clave en la respuesta del ecosistema a los eventos de precipitación.

Durante la *estación de crecimiento*, agosto, septiembre y octubre, la vegetación recibió pulsos pequeños pero relativamente continuos de precipitación. El agua interceptada en el dosel (21% en promedio) y el rocío (alrededor de 42 mm en el período evaluado), junto a la protección de la evaporación directa del agua del suelo que realiza el mantillo, forman parte de los mecanismos que gobiernan las tasas de descarga del agua edáfica durante este período. El 27% de los días con precipitación no produjeron recargas efectivas del agua edáfica, y el 60% de las precipitaciones que sí ingresan, incorporan menos de 10 mm al suelo mineral. La demanda atmosférica es relativamente pareja (con 156 mm máximo en julio y agosto y 120 mm mínimo en noviembre y diciembre) y propicia tasas altas de evapotranspiración cuando existe agua en el sistema. La evapotranspiración real diaria en este bosque, alcanzó los 4.8 mm d<sup>-1</sup> en julio. A partir de noviembre, estas tasas disminuyen drásticamente, con valores de 1.9 mm d<sup>-1</sup> en enero. La estimación del agua almacenada en la biomasa en pie fue de 6 mm, de acuerdo a una hectárea de composición estándar en Chamela

El *final* de la estación de crecimiento, caracterizada por la presencia de eventos ciclónicos, es susceptible de producir escurrimiento, debido a la alta humedad inicial del suelo. En este período sólo se registró un escurrimiento equivalente al 1.5% de la precipitación. Durante los momentos de escurrimiento, se detectó un volumen de agua perdida del sistema, posiblemente por filtración desde el lecho rocoso del cauce. Al igual que a inicios de la estación de lluvias, la capacidad de almacenaje de los suelos determina la longitud final del período con agua disponible. Esta alcanzó valores mínimos de 8 mm (iguales a aquellos medido en la estación seca) hacia principios del mes de diciembre, 15 días posteriores a la última precipitación que provocó un contenido de agua en el suelo de 50 mm. La detección de la importancia relativa de los componentes del ciclo hidrológico durante las diferentes épocas del año, brindan elementos para un mejor manejo y conservación de estos ecosistemas.

## Indice general

### CAPÍTULO I "ECOSISTEMAS, CUENCAS HIDROGRÁFICAS Y BOSQUE TROPICAL SECO"

|   |    |
|---|----|
| I.I. - Introducción general - .....   | 10 |
| I.II. - Hidrología de ecosistemas forestales: el caso del Bosque Tropical Seco - .. | 11 |
| I.III. - Breve caracterización del Bosque Tropical Seco en México - .....           | 16 |
| I.IV. - OBJETIVOS - .....   | 19 |
| I.V. - Estructura de este trabajo - .....   | 20 |
| Bibliografía citada .....   | 22 |

### CAPÍTULO II "ASPECTOS DE LA HIDROLOGÍA DEL BOSQUE TROPICAL SECO: INTERCEPCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN"

|  |    |
|--|----|
| <i>Resumen</i> .....   | 25 |
| II. I - Introducción .....   | 25 |
| II. II - Sitio de estudio .....  | 27 |
| Características generales .....  | 27 |
| <i>Características de la vegetación</i> .....  | 28 |
| II. III - Toma de datos.....   | 29 |
| <i>Intercepción de lluvia por el dosel</i> .....   | 29 |
| <i>Intercepción de agua por el mantillo</i> .....  | 30 |
| <i>Absorción de agua por el mantillo</i> .....   | 31 |
| <i>Datos micrometeorológicos</i> .....   | 31 |
| II. IV - Análisis de datos .....   | 32 |
| <i>Intercepción de la precipitación por el dosel: Modelos empíricos</i> .....                    | 32 |
| <i>Intercepción de la precipitación por dosel: El modelo de Gash</i> .....                       | 33 |
| <i>Retención y absorción de agua por el mantillo</i> .....                                       | 37 |
| <i>Validación final de la intercepción total</i> .....   | 37 |
| II. V - Resultados y Discusión .....   | 38 |
| <i>Intercepción por el dosel: Modelo empírico</i> .....  | 38 |
| <i>Intercepción por el dosel: El modelo de Gash</i> .....  | 41 |
| <i>Propiedades del mantillo</i> .....  | 44 |
| <i>i) Absorción de agua</i> .....  | 44 |
| <i>ii) Retención de agua de lluvia</i> .....   | 45 |
| <i>Validación de los modelos para estimar intercepción total</i> .....                           | 47 |
| II. VI - Impacto de los procesos de intercepción en la ecología del Bosque<br>Tropical Seco..... | 49 |
| Bibliografía citada .....  | 52 |

CAPÍTULO III "ASPECTOS DE LA HIDROLOGÍA DEL BOSQUE TROPICAL SECO:  
EVAPOTRANSPIRACIÓN Y DÉFICIT HÍDRICO"

|   |    |
|---|----|
| <i>Resumen</i> .....  | 55 |
| III. I - Introducción .....   | 55 |
| III. II - Sitio de estudio .....  | 57 |
| III. III - Consideraciones teóricas: los métodos .....                    | 59 |
| <i>Descripción del método BREB</i> .....                                  | 59 |
| <i>Control del desempeño del método BREB</i> .....                        | 62 |
| <i>Análisis comparativo de la evapotranspiración real</i> .....           | 63 |
| <i>Cálculo de la evapotranspiración potencial</i> .....                   | 66 |
| III. IV - Sistema de medición .....                                       | 67 |
| <i>Torre micrometeorológica</i> .....                                     | 67 |
| <i>Instrumental y período de estudio</i> .....                            | 67 |
| III. V -Resultados y discusión .....                                      | 69 |
| <i>Desempeño del método BREB</i> .....                                    | 69 |
| a) <i>Control del instrumental</i> .....                                  | 69 |
| b) <i>Criterios de rechazo de <math>\beta</math></i> .....                | 69 |
| c) <i>Comparación de resultados</i> .....                                 | 71 |
| <i>Cuantificación de la demanda atmosférica (ETP)</i> .....               | 74 |
| <i>Dinámica de la evapotranspiración en el Bosque Tropical Seco</i> ..... | 78 |
| II.VI - Conclusiones y consideraciones finales .....                      | 81 |
| Bibliografía citada .....   | 84 |

CAPÍTULO IV "ANÁLISIS DE LA DINÁMICA HIDROLÓGICA EN UNA SUBCUENCA CON  
BOSQUE TROPICAL SECO EN JALISCO, MÉXICO"

|  |     |
|--|-----|
| <i>Resumen</i> .....   | 87  |
| IV. I - Introducción .....                                     | 88  |
| IV. II - Sitio de estudio .....                                | 89  |
| IV. III - Marco teórico y Obtención de datos .....             | 92  |
| <i>Agua ingresada al sistema</i> .....                         | 95  |
| <i>Pérdidas de agua del sistema</i> .....                      | 96  |
| <i>Agua almacenada en el sistema</i> .....                     | 99  |
| <i>Componentes atmosféricos</i> .....                          | 100 |
| IV.IV - Síntesis de datos .....                                | 101 |
| IV. V - Resultados y Discusión .....                           | 102 |
| <i>Dinámica hidrológica general: evaluación anual</i> .....    | 102 |
| <i>Dinámica hidrológica con detalle mensual y diario</i> ..... | 111 |
| <i>Pluviografía del año 1997</i> .....                         | 118 |
| IV.VI - Conclusiones y consideraciones finales .....           | 121 |
| Bibliografía citada .....                                      | 123 |

**Indice de Cuadros y Figuras**  
(El número romano indica el Capitulo)

**Cuadros**

|  |     |
|--|-----|
| <b>I.1.-</b> Revisión de trabajos publicados sobre relaciones hídricas en el ecosistema de Bosque Tropical Seco.....   | 14  |
| <b>I.2.-</b> Caracterización general de la zona de vida de Bosque Tropical Seco (Holdridge) y Bosque Tropical Caducifolio (Rzedowski).....   | 16  |
| <b>II.1.-</b> Componentes de las pérdidas por interceptación del dosel según el modelo de Gash (1979).....   | 34  |
| <b>II.2.-</b> Ecuaciones de regresión lineal simple para lluvia indirecta y para interceptación por el dosel en función de la precipitación bruta para el BTS de Chamela, Jalisco, México y para distintos ecosistemas forestales templados..... | 40  |
| <b>II.3.-</b> Valores de los parámetros para el modelo de Gash, para el BTS de Chamela, definidos para las tres épocas del año.....  | 42  |
| <b>II.4.-</b> Desempeño general del modelo de Gash.....  | 43  |
| <b>II.5.-</b> Componentes de las pérdidas por interceptación según el modelo de Gash   | 44  |
| <b>II.6.-</b> Valores observados y estimados de precipitación efectiva (validación del modelo)   | 48  |
| <b>III.1.-</b> Criterios de aceptación y rechazo para valores de la razón de Bowen.....  | 62  |
| <b>III.2.-</b> Descriptores estadísticos del desempeño del sistema psicrométrico.....  | 70  |
| <b>III.3.-</b> Comparación de valores estimados de evapotranspiración real por distintas aproximaciones.....   | 72  |
| <b>III.4.-</b> Datos comparativos evapotranspiración potencial y real para Chamela y Barro Colorado, Panamá.....   | 80  |
| <b>IV.1.-</b> Componentes que regulan el flujo de agua a través del ecosistema y aproximaciones utilizadas para su determinación.....  | 93  |
| <b>IV.2.-</b> Valores mensuales y anuales para los componentes del balance hídrico y otros asociados a su dinámica hidrológica.....  | 103 |
| <b>IV.3.-</b> Estimación del agua almacenada en la biomasa en pie.....   | 109 |

**Figuras**

|  |    |
|--|----|
| <b>I.1.-</b> Diagrama de flujo de las rutas del agua dentro del ecosistema de Bosque Tropical Seco. ....         | 13 |
| <b>I.2.-</b> Mapa de distribución del Bosque Tropical Caducifolio en México .....                                | 17 |
| <b>I.3.-</b> Ubicación de la Estación de Biología de Chamela, Jalisco, México.....                               | 18 |
| <b>II.1.-</b> Variaciones del índice de área foliar (IAF) en Chamela.....  | 29 |
| <b>II.2.-</b> Colector de lluvia indirecta, instalado en el sitio de estudio.....                                | 30 |
| <b>II.3.-</b> Valores medios para absorción y retención de agua por el mantillo seco                             | 45 |
| <b>II.4.-</b> Agua interceptada por el mantillo en función de su peso seco.....                                  | 46 |
| <b>II.5.-</b> Recta de validación de la precipitación efectiva estimada.....                                     | 48 |
| <b>II.6.-</b> Distribución porcentual del destino del agua precipitada según el volumen de la precipitación..... | 51 |
| <b>III.1.-</b> Ubicación de la subcuenca de estudio (Cuenca I) y de la torre micrometeorológica .....            | 58 |

---

|  |     |
|--|-----|
| <b>III.2.-</b> Valores medios históricos y para el lapso de estudio de temperatura media y precipitación mensual.....            | 68  |
| <b>III.3.-</b> Valores de evapotranspiración potencial y real mensuales.....   | 75  |
| <b>III.4.-</b> Valores promedio mensuales de las variables involucradas en el cálculo de ETP según las ecuaciones de Penman..... | 77  |
| <b>III.5.-</b> Tasas medias de evapotranspiración potencial y real diarias para Chamela  | 79  |
|  |     |
| <b>IV.1.-</b> Ubicación de la subcuenca de estudio (Cuenca I), en la Estación de Biología de Chamela.....                        | 91  |
| <b>IV.2.-</b> Distribución de frecuencias de pulsos de ingreso de agua al suelo mineral.....                                     | 105 |
| <b>IV.3.-</b> Tasas medias diarias de evapotranspiración y transpiración.....  | 107 |
| <b>IV.4.-</b> Marcha estacional de la humedad del suelo en la Cuenca I.....  | 110 |
| <b>IV.5.-</b> Balance hídrico en la Cuenca I para julio y agosto de 1997.....  | 112 |
| <b>IV.6.-</b> Balance hídrico en la Cuenca I para septiembre y octubre de 1997.....  | 115 |
| <b>IV.7.-</b> Balance hídrico en la Cuenca I para noviembre y diciembre de 1997.....   | 117 |
| <b>IV.8.-</b> Distribución de frecuencias de número de eventos mensuales históricos y para los años 1992 a 1997.....             | 120 |

## Lista de símbolos y abreviaturas

- A:** contenido de agua almacenada en el suelo (mm)
- AB:** capacidad de absorción de agua por el mantillo ( $\text{mm g}^{-1}$ )
- Ad:** flujo horizontal de energía (advección) ( $\text{kw m}^{-2}$ )
- $\beta$ : razón de Bowen, definida como  $C/\lambda E$  (adimensional)
- BREB:** sigla del método de la razón de Bowen - balance de energía por su nombre en inglés (Bowen Ratio Energy Balance)
- C:** flujo de calor sensible ( $\text{kw m}^{-2}$ )
- Cp:** calor específico del aire a presión constante ( $1012 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ )
- D:** drenaje o percolación profunda (mm)
- d:** desplazamiento del plano cero (equivalente a 0.86 h; para bosques tropicales naturales).
- $\Delta$ : pendiente de la curva de presión de vapor a saturación ( $\text{mbar K}^{-1}$ )
- $\Delta A$ : cambio en el almacenaje de agua del suelo (mm)
- $\Delta T$ : gradiente de temperatura del aire entre dos alturas sobre la vegetación ( $^{\circ}\text{C}$ )
- $\Delta e$ : gradiente de presión de vapor de agua del aire entre dos alturas sobre la vegetación (mbar)
- $\delta e$ : déficit de presión de vapor (mbar)
- E:** evaporación total (mm)
- E<sub>G</sub>:** tasa media de evaporación del agua durante una tormenta derivada a través del método de la regresión de Gash ( $\text{mm h}^{-1}$ )
- Ed:** agua evaporada (interceptada) desde el dosel del bosque (mm)
- Em:** agua evaporada (interceptada) desde el mantillo del suelo del bosque (mm)
- Es:** agua evaporada desde el suelo mineral desnudo y desde el suelo debajo del mantillo (mm)
- E<sub>PM</sub>:** tasa media de evaporación del agua durante una tormenta, estimada por la ecuación de Penman Monteith ( $\text{mm h}^{-1}$ )
- ESC:** escurrimiento superficial y subsuperficial (mm)
- ETP:** evapotranspiración potencial ( $\text{mm s}^{-1}$ ,  $\text{mm h}^{-1}$ ,  $\text{mm d}^{-1}$ )
- ETP<sub>p</sub>:** evapotranspiración potencial estimada por la ecuación de Penman para superficies de agua libre ( $\text{mm s}^{-1}$ ,  $\text{mm h}^{-1}$ ,  $\text{mm d}^{-1}$ )
- ETP<sub>PM</sub>:** evapotranspiración potencial estimada por la ecuación de Penman-Monteith para superficies con vegetación ( $\text{mm s}^{-1}$ ,  $\text{mm h}^{-1}$ ,  $\text{mm d}^{-1}$ )
- ETP<sub>T</sub>:** evapotranspiración potencial medida desde el tanque evaporímetro tipo Pan A ( $\text{mm d}^{-1}$ )
- ETR:** evapotranspiración real ( $\text{mm s}^{-1}$ ,  $\text{mm h}^{-1}$ ,  $\text{mm d}^{-1}$ )
- ETR<sub>B</sub>:** evapotranspiración real estimada por el método de la razón de Bowen ( $\text{mm s}^{-1}$ ,  $\text{mm h}^{-1}$ ,  $\text{mm d}^{-1}$ )
- ETR<sub>BH</sub>:** evapotranspiración real estimada por el método del balance hídrico ( $\text{mm mes}^{-1}$ ;  $\text{mm año}^{-1}$ )

**ETR<sub>PM</sub>**: evapotranspiración real estimada por el método de la ecuación de Penman-Monteith ( $\text{mm d}^{-1}$ ;  $\text{mm mes}^{-1}$ )

**G**: tasa a la cual el calor es almacenado en el suelo ( $\text{kw m}^{-2}$ )

**$\gamma$** : constante psicrométrica ( $0.668 \text{ KPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ , a  $30 \text{ } ^\circ\text{C}$ )

**h**: altura de la vegetación

**I<sub>d</sub>**: agua total interceptada por el dosel, equivalente a  $E_d$  (mm)

**I<sub>m</sub>**: agua interceptada por el mantillo, equivalente a  $E_m$  (mm)

**I<sub>T</sub>**: agua total interceptada por el dosel y por el mantillo del suelo del bosque (mm)

**J y  $\mu A$** : términos misceláneos de almacenaje físico y bioquímico de energía

**k**: constante de Von Karman (0.41)

**$\lambda$** : calor latente de vaporización del agua ( $2.430 \text{ MJ kg}^{-1}$ , a  $30 \text{ } ^\circ\text{C}$ )

**$\lambda E$** : flujo de calor latente ( $\text{kw m}^{-2}$ )

**M**: almacenaje de agua en la biomasa leñosa en pie (mm)

**MCA**: máximo contenido de agua en los troncos de árboles ( $\text{g.g}^{-1}$ ; gramos de  $\text{H}_2\text{O}$  por gramo de madera)

**P<sup>b</sup>**: umbral de precipitación necesaria para el humedecimiento total del dosel (mm)

**PE**: peso específico ( $\text{g cm}^{-3}$ )

**PPT<sub>B</sub>**: precipitación bruta (mm)

**PPT<sub>E</sub>**: precipitación efectiva o agua precipitada que ingresa al suelo mineral (mm)

**p**: proporción de lluvia que llega al suelo sin tocar el dosel

**p<sub>t</sub>**: proporción de lluvia derivada a los troncos (escurrimiento caulinar)

**R**: intensidad media de precipitación sobre el dosel húmedo

**R<sub>D</sub>**: resistencia de la superficie del dosel (ofrecida por la actividad estomática de la vegetación, estimada a nivel de dosel) ( $\text{s m}^{-1}$ )

**R<sub>H</sub>**: resistencia aerodinámica (ofrecida por la altura de la vegetación al intercambio de gases con la atmósfera) ( $\text{s m}^{-1}$ )

**Rc**: rocío o agua de condensación (mm)

**Rn**: radiación neta ( $\text{kW m}^{-2}$ )

**$\rho$** : densidad del aire ( $1.164 \text{ kg m}^{-3}$ , a  $30 \text{ } ^\circ\text{C}$ )

**S**: capacidad de almacenaje del dosel de agua de lluvia precipitada (mm)

**St**: escurrimiento caulinar (mm; %)

**T**: agua transpirada por la vegetación (mm)

**Tr**: lluvia indirecta (mm)

**u**: intensidad del viento a la altura de la medición ( $\text{m s}^{-1}$ )

**Z**: altura de la medición (m)

**Z<sub>H</sub>**: parámetro de rugosidad del calor (equivalente a  $0.14 z_M$ ) (cm; m)

**Z<sub>M</sub>**: parámetro de rugosidad del momento (equivalente a  $0.06 h$ )

---

## **Capítulo I**

### **"Ecosistemas, Cuencas Hidrográficas y Bosque Tropical Seco"**

*" Para que el hombre aprenda a vivir en y a mantener la calidad de su ambiente, será esencial comprender a los ecosistemas, sus fuerzas conductoras, sus dinámicas y los mecanismos por los cuales ellos son regulados "*

*Reichle, D.E.; Auerbach, S.I. (1970)*

#### **I.I.- Introducción general -**

Desde la Conferencia del Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) realizada en Estocolmo, Suecia, en 1972, la humanidad ha incrementado notablemente el reconocimiento del creciente deterioro de la biósfera. Las consecuencias de las actividades humanas sobre el planeta, así como el carácter limitado de los recursos naturales y la capacidad restringida de recuperación de los ecosistemas, han sido percibidas en ámbitos científicos, políticos, económicos y de opinión pública. Bajo esta problemática ecológica y ambiental, los enfoques más integradores de la ecología se han fortalecido como herramientas, no sólo válidas, sino necesarias, de investigación.

Los estudios ecológicos sobre sistemas completos han hecho énfasis en el entendimiento de los procesos, las fuerzas conductoras y los mecanismos subyacentes que gobiernan y conducen su desarrollo y mantenimiento. Dentro de este marco conceptual, la utilización de cuencas hidrográficas como una unidad de estudio ha permitido comprender aspectos de la productividad, hidrología y ciclaje de nutrientes y carbono, sobre todo en ecosistemas forestales, y ha aportado al reconocimiento de los errores en la utilización y manejo de los recursos y de las necesidades de planificación integral. Aunque se ha avanzado mucho en la comprensión del funcionamiento de cuencas, debe aceptarse que existen serias dificultades en articular el conocimiento teórico adquirido y los planes concretos de manejo y toma de decisiones, en particular en los países de América Latina. A pesar

---

de ello, la búsqueda de información básica constituye un pre-requisito fundamental para intentar modificar los patrones de uso de la tierra, y buscar alternativas más conservativas con bases sólidamente sustentadas.

## **I.II. -Hidrología de ecosistemas forestales: el caso del Bosque Tropical Seco -**

Desde los trabajos pioneros del Laboratorio de Coweeta, Carolina del Norte, en el año 1945 (Swank y Crosley, 1988) y del proyecto de las cuencas de Hubbard Brook en 1969 (Bormann y Likens, 1979), ambos en Estados Unidos de América, la hidrología de bosques, abordada desde la perspectiva de cuencas hidrográficas, ha contado con innumerables aportes. Los trabajos hidrológicos se han concentrado fuertemente en cuencas forestales templadas de E.U.A. y Europa, y han alcanzado niveles muy altos de detalle. Esto ha permitido lograr la descripción de estados y procesos y la confección de modelos de funcionamiento de estas cuencas hidrográficas, lo que ha contribuido a señalar importantes pautas de manejo de bosques y de uso de la tierra.

En el caso de los bosques tropicales secos, estacionales o caducifolios o sus equivalentes selvas bajas caducifolias, la situación no es la misma. Las revisiones bibliográficas realizadas en torno a la ecología de estos ecosistemas (Murphy y Lugo, 1986; Murphy *et al.*, 1989; Bullock *et al.*, 1995), han puesto en evidencia la existencia de un vacío de información en los aspectos de su dinámica hidrológica. Paradójicamente, la estacionalidad en las lluvias, que promueve pulsos de disponibilidad de agua, es considerada un fuerte controlador de los patrones temporales de crecimiento, productividad, reciclaje de materia orgánica, reproducción y otros rasgos funcionales (Medina *et al.*, 1985). El flujo de agua a través del ecosistema es reconocido, entonces, como una fuerza ecológica dominante que juega un papel central en la regulación de la estructura y la dinámica de este ecosistema (Murphy y Lugo, 1986).

---

Murphy y colaboradores (1989) han señalado que el estudio de las rutas del agua y del balance hídrico constituye una de las necesidades de investigación básica para el bosque tropical seco. Estos autores han conceptualizado en un diagrama de flujo las rutas del agua en el bosque estacional de Guánica, Puerto Rico (ver Figura I.1). La porción izquierda de la figura resume de manera general las relaciones hídricas a nivel de ecosistema, mientras que a la derecha se han desglosado las repuestas a nivel de planta y comunidad/ecosistema.

A modo de revisión bibliográfica, aquí se han clasificado, bajo el criterio de Murphy y colaboradores (1989), los trabajos realizados en torno a aspectos vinculados a las relaciones hídricas en selvas bajas caducifolias o bosques tropicales secos, publicados en los últimos años en revistas de circulación internacional (Cuadro I.1). En esta revisión se incluyeron aquellos trabajos realizados en la porción de selva baja caducifolia de la Estación de Biología de Chamela, Jalisco, en el marco del *Proyecto Cuencas de Chamela*, del Instituto de Ecología de la UNAM (Maass *et al.*, 1994).

El nivel de estudio que domina ampliamente en los trabajos analizados es el de planta. Estos estudios, abordados desde un enfoque ecofisiológico sobre especies individuales o pequeños grupos de especies, analizan distintos aspectos hídricos (potencial hídrico de órganos, contenidos de agua, regulación osmótica, etc.), los cuales son vinculados, en general, al crecimiento, fenología o a la interpretación de respuestas adaptativas.

A excepción de los trabajos de Chamela, se han encontrado pocos estudios que aborden aspectos funcionales de la comunidad vegetal (transpiración, productividad, caída de hojarasca, conductividad estomática, etc.). Muy pocos son los trabajos hallados en los cuales se utiliza la perspectiva de cuenca hidrográfica y, en estos casos, el enfoque fue utilizado para estudios de clasificación de la vegetación usando la cuenca como unidad de estudio (Kumar y Shankar, 1985) sin involucrar aspectos de su hidrología.

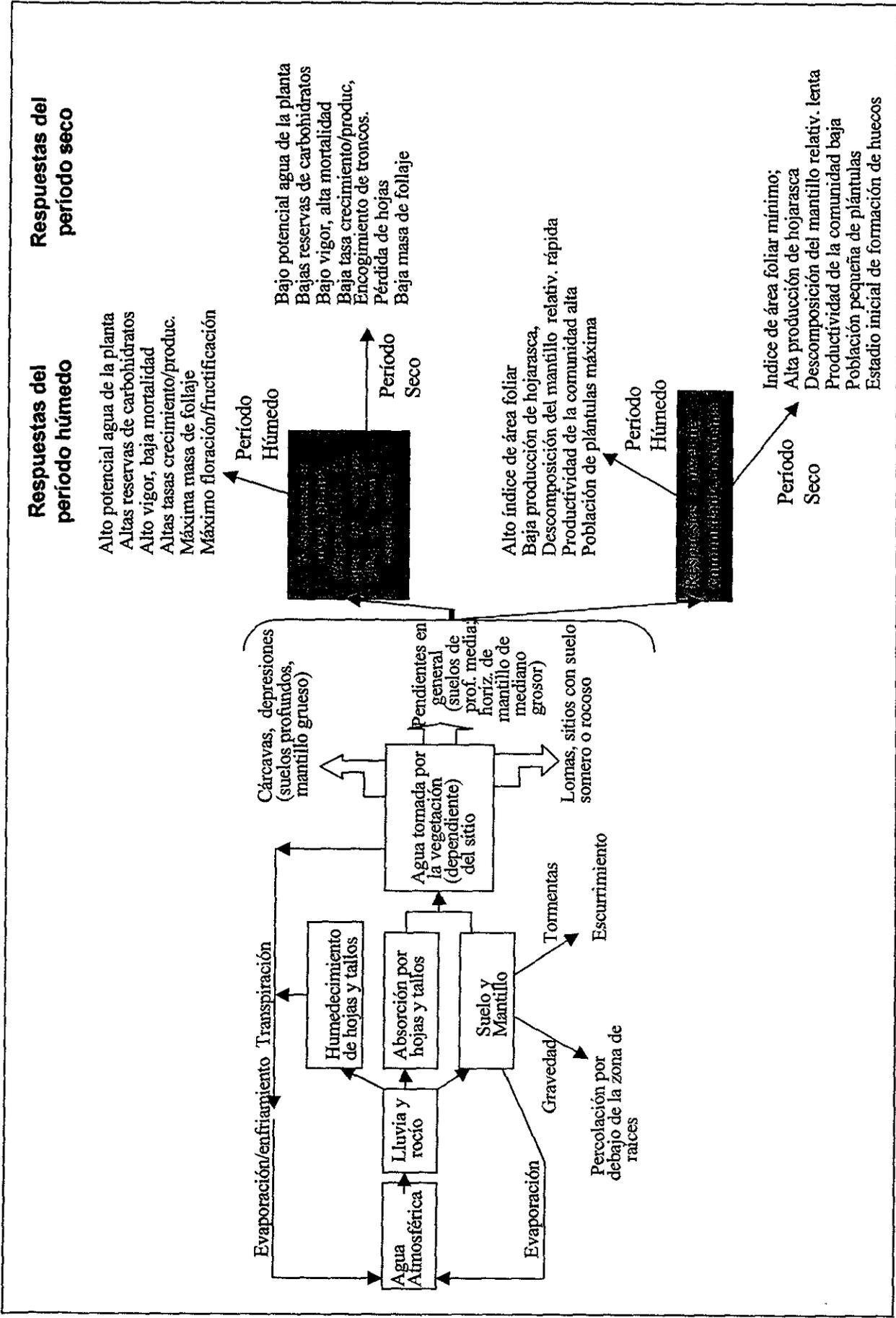


Figura I.1. Diagrama de flujo de las rutas del agua dentro del ecosistema de Bosque Tropical Seco, planteados a tres niveles: planta, comunidad/ecosistema (porción derecha) y ecosistema (porción izquierda) (modificado de Murphy *et al.*, 1989).

**Cuadro I.1.** Clasificación de trabajos sobre relaciones hídricas en el Bosque Tropical Seco, según el marco conceptual propuesto por Murphv y colaboradores (1989).

| <b>NIVEL</b>             | <b>ESTUDIO</b>   | <b>Lugar de estudio</b> | <b>Referencia</b>           |
|--------------------------|--|-------------------------|-----------------------------|
| Planta                   | Relación entre cambios estacionales en las hojas y potencial agua en especies perennes y deciduas en coexistencia.   | Venezuela               | Sobrado, 1986               |
| Planta                   | Se discuten aspectos conceptuales del equilibrio hídrico y se brindan mediciones puntuales para transpiración en dos especies ( <i>Coccoloba liebmanni</i> y <i>Jacquinia pungens</i> ). | Jalisco, México         | Fanjul y Barradas, 1985     |
| Planta                   | Mediciones de potencial agua en especies perennes y deciduas   | Jalisco, México         | Fanjul y Barradas, 1987     |
| Planta                   | Aclimatación a la sequía de una especie de arbusto   | Panamá                  | Mulkey <i>et al.</i> , 1991 |
| Planta                   | Adaptaciones fisiológicas a la sequía de especies de árboles   | Charavalle, Venezuela   | Sobrado, 1993               |
| Planta                   | Eficiencia en el transporte de agua.   | Charavalle, Venezuela   | Sobrado, 1993               |
| Planta                   | Estudio de relaciones hídricas y dinámica de nutrientes en la especie <i>Prosopis juliflora</i> .  | Venezuela               | Alarcon y Díaz, 1993        |
| Planta                   | Evaluación de la capacidad de almacenaje de agua en troncos de árboles, y definición de tipos funcionales y sus consecuencias sobre la fenología y distribución.                         | Guanacaste, Costa Rica  | Borchert, 1994 <sup>a</sup> |
| Planta                   | Relación entre desarrollo y cambios en el potencial agua en árboles individuales.  | Guanacaste, Costa Rica  | Borchert, 1994 <sup>b</sup> |
| Planta                   | Mediciones de estado hídrico de más de 30 especies de árboles a lo largo de la estación seca.  | Costa Rica              | Borchert, 1994 <sup>c</sup> |
| Planta                   | Experimentos de hidratación y control de la respuesta en el estado hídrico y yema en árboles.  | Guanacaste, Costa Rica  | Borchert, 1994 <sup>d</sup> |
| Planta                   | Se examina los efectos de la edad de la hoja en la transpiración, fotosíntesis y concentración de nitrógeno en especies de árboles deciduas y perennes.                                  | Venezuela               | Sobrado, 1994               |
| Comunidad/<br>ecosistema | Se reportan resultados sobre descripciones de asociaciones de plantas, factores climáticos y caída de hojarasca, y procesos del ecosistema como transpiración.                           | Guánica, Puerto Rico    | Lugo <i>et al.</i> , 1978   |

**Cuadro I.1.** (continuación). Clasificación de trabajos sobre relaciones hídricas en el Bosque Tropical Seco, según el marco conceptual propuesto por Murphy y colaboradores (1989).

| <b>NIVEL</b>             | <b>ESTUDIO</b>  | <b>Lugar de estudio</b>                                      | <b>Referencia</b>                     |
|--------------------------|---|--|---------------------------------------|
| Comunidad/<br>ecosistema | Relación entre variación interanual de la precipitación y crecimiento y producción de hojarasca                               | Yucatán, México  | Whigham <i>et al.</i> ,<br>1991       |
| Comunidad/<br>Ecosistema | Análisis de los patrones de caída de hojarasca.   | Chamela, México  | Martínez-Yrizar y<br>Sarukhán, 1990.  |
| Comunidad/<br>ecosistema | Valoración de la producción de biomasa aérea.   | Chamela, México  | Martínez-Yrizar <i>et al.</i> , 1992. |
| Comunidad/<br>ecosistema | Análisis de los cambios estacionales del mantillo en el suelo.  | Chamela, México  | Martínez-Yrizar y<br>Sarukhán, 1993.  |
| Comunidad/<br>ecosistema | Estimación de la productividad neta total y discriminada por componentes.   | Chamela, México  | Martínez-Yrizar <i>et al.</i> , 1996. |
| Comunidad/<br>ecosistema | Análisis de la variación del índice de área foliar.   | Chamela, México  | Maass <i>et al.</i> , 1995.           |
| Comunidad/<br>ecosistema | Análisis de los procesos de intercepción por el dosel y escurrimiento caulinar.   | Chamela, México  | Cervantes, 1988.                      |
| Ecosistema               | Análisis de las pérdidas de suelo y nutrientes bajo distintas formas de manejo.   | Chamela, México  | Maass <i>et al.</i> , 1988.           |
| Ecosistema               | Análisis de balances hídricos del suelo comparativos entre bosques húmedos y secos.   | Ghana, (oeste de Africa)                                     | Veenendaal <i>et al.</i> ,<br>1996    |
| Ecosistema<br>(cuenca)   | Relación lluvia-escurrimiento en cuencas.   | Chamela, México  | Cervantes <i>et al.</i> ,<br>1988.    |
| Ecosistema<br>(cuenca)   | Análisis de la vegetación en una cuenca, relacionado con propiedades edáficas y relieve.                                      | Cuenca de Guhiya, India                                      | Kumar y Shankar,<br>1985              |
| Ecosistema<br>(cuenca)   | Enfoque de cuenca para caracterizar la vegetación y su variación de acuerdo a la topografía, textura y profundidad del suelo. | Cuenca de Bandi, India                                       | Kumar y Shankar,<br>1987              |
| Ecosistema<br>(cuenca)   | Desarrollo conceptual sobre la relación deforestación y recarga de agua subterránea.  | Bosques semiáridos<br>deciduos o semi-deciduos<br>de Africa. | Sandstrom, 1998                       |
| Regional                 | Análisis de los patrones de distribución de la lluvia en la región.   | Costa del Océano Pacífico<br>en México                       | García Oliva <i>et al.</i> ,<br>1991. |

Este trabajo se propone, entonces, contribuir al conocimiento de la dinámica hidrológica del ecosistema de Bosque Tropical Seco, bajo el enfoque de cuenca hidrográfica, en una porción representativa de selva ubicada en el Estado de Jalisco, México.

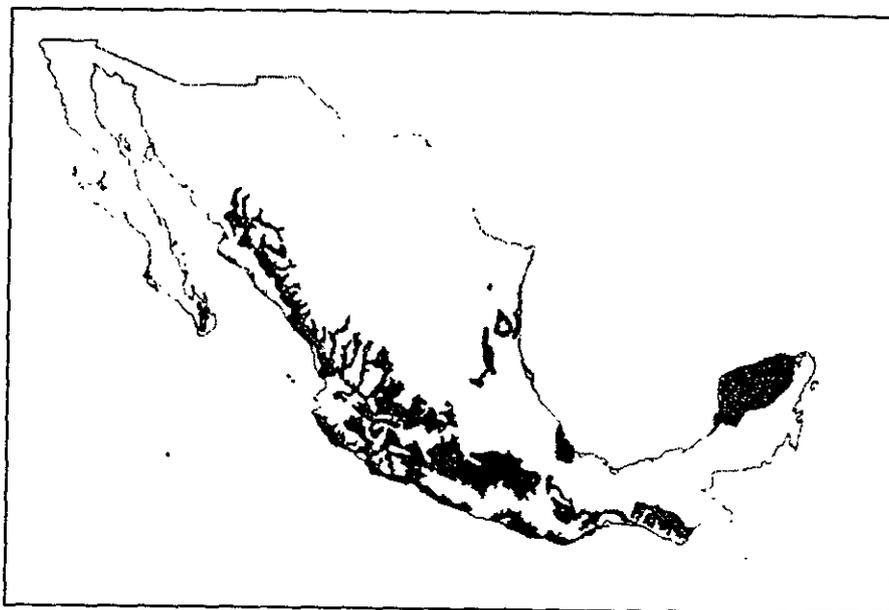
### **I.III. - Breve caracterización del Bosque Tropical Seco en México -**

La unidad de vegetación correspondiente al Bosque Tropical Seco basada en la clasificación por zonas de vida de Holdridge (1967) tiene su equivalente en la clasificación mexicana de Rzedowski (1978) como Bosque Tropical Caducifolio (Murphy y Lugo, 1995). Su caracterización general, bajo los dos criterios, ha sido resumida en el Cuadro I.2.

Cuadro I.2. Caracterización general de la zona de vida de Bosque Tropical Seco (Holdridge, 1967) y del Bosque Tropical Caducifolio (Rzedowski, 1978).

| <b>Bosque Tropical Seco: Parámetros climáticos generales<br/>(Holdridge, 1967)</b> |   |
|--|---|
| Biotemperatura media anual   | > 17 °C   |
| Intervalo de precipitaciones   | 250 a 2000 mm   |
| Presencia de heladas   | Ninguna   |
| Razón: Evapotrans. Pot./Precipit.  | Entre 1 y 2   |
| <b>Bosque Tropical Caducifolio de México (Rzedowski, 1978)</b>                     |   |
| Tipo de Vegetación   | Dominada por especies que pierden sus hojas en la época seca, |
| Precipitación media anual  | 600 a 1200 mm   |
| Meses consecutivos de sequía   | 5 a 8   |
| Elevación  | Entre 0 y 1900 msnm   |
| Temperaturas:                      media   | 20 a 29 °C  |
| mínima extrema   | > 0 °C  |

Este ecosistema ocupa (u ocupaba) en México aproximadamente el 8 % de la extensión del país (Rzedowski, 1978), lo que corresponde al 60 % de las comunidades tropicales (Trejo, 1998). Está distribuido principalmente a lo largo de la costa del Océano Pacífico, aunque también ocupa tres zonas definidas sobre el Océano Atlántico: sur de Tamaulipas y sureste de San Luis Potosí, en el Estado de Veracruz y en la península de Yucatán (Figura I.2).



**Figura I. 2.** Distribución del Bosque Tropical Caducifolio en México según Rzedowski (1978).

La utilización del bosque tropical caducifolio se ha concentrado en prácticas de desmonte, quema y su conversión a pastizal, modelo de uso que ha redundado en la pérdida de áreas por el inicio, progresión y profundización del deterioro (Maass, 1995). Entre las causas de la permanencia de este patrón de uso se encuentra el hecho de que sólo se da valor comercial a un número reducido de especies maderables y los beneficios a corto plazo son obtenidos de limpiar la tierra para agricultura y ganado (Rico Grey *et al.*, 1991). Existen escasos ejemplos de prácticas tradicionales alternativas a las mencionadas, como aquellas registradas entre los habitantes nativos de la península de Yucatán (mayas de Tixcacaltuyub y Tixpeual) (Rico Grey *et al.*, 1991), quienes utilizan mas de 200 especies de árboles y arbustos

de los bosques tropicales deciduos y secos de ese lugar, en diversas actividades productivas de rasgos agroforestales o silvopastoriles, prácticas culturales que contribuyen a preservar la integridad del ecosistema.

El sitio de estudio en bosque tropical caducifolio en México que más trabajos ha concentrado es la Estación de Biología de Chamela (Instituto de Biología, UNAM), ubicada en la costa del Pacífico, Estado de Jalisco ( $105^{\circ}$  O,  $19^{\circ}$  N) (Figura I.3). Allí se desarrolla desde 1981, el *Proyecto Cuencas de Chamela* (Maass *et al.*, 1994), que ha producido información sobre aspectos estructurales y funcionales del ecosistema como productividad primaria y ciclaje de carbono, ciclaje de nutrientes y aspectos hidrológicos; dentro del cual está enmarcado este trabajo de investigación.

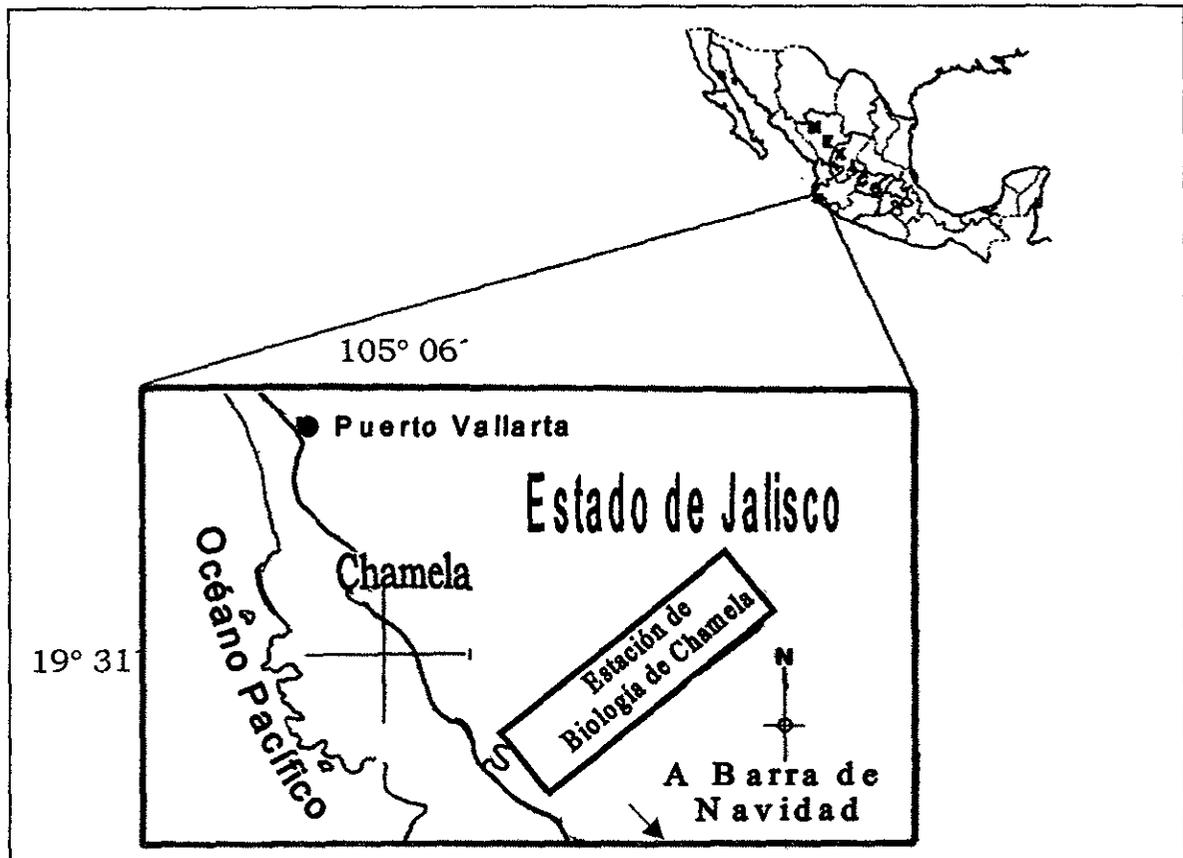


Figura I. 3. Ubicación de la Estación de Biología de Chamela, Jalisco, México.

---

## **I.IV. - OBJETIVOS -**

### ***Objetivo general:***

Cuantificar los componentes primarios y secundarios del balance hídrico en un bosque tropical seco sin perturbar y analizar la dinámica hidrológica de este ecosistema, en una cuenca representativa del ecosistema de estudio en Chamela, Estado de Jalisco, México.

### ***Objetivos particulares:***

- 1) Determinar la intercepción de la lluvia por el dosel y por el mantillo del suelo y evaluar el desempeño de un modelo analítico que describe la intercepción por el dosel, en el ecosistema de bosque tropical seco de Chamela.
- 2) Describir la dinámica de la evapotranspiración en el ecosistema de Bosque Tropical Seco. Cuantificar los flujos evapotranspirativos mensual y anual y determinar la demanda atmosférica (evapotranspiración potencial) y los períodos de déficit hídrico del sistema. Utilizar el método del balance de energía-razón de Bowen (BREB) y probar su desempeño en el ecosistema de estudio.
- 3) Monitorear las variaciones estacionales de humedad en el suelo.
- 4) Cuantificar el escurrimiento superficial en la cuenca de estudio.
- 5) Realizar el análisis integrado de los componentes del balance hídrico y de los procesos que inciden sobre él.
- 6) Analizar las características del patrón de precipitaciones del año hidrológico 1997-1998, y compararlo con el registro histórico de 1983–1996 para considerar la representatividad del ciclo analizado.

---

## **I.V. - Estructura de este trabajo -**

Este trabajo fue dividido en tres módulos (Capítulos II a IV), los cuales constituyen secciones independientes de esta tesis, aunque articuladas entre sí. Los primeros dos módulos abordan aspectos puntuales de la hidrología del bosque tropical seco de Chamela en Jalisco: procesos de intercepción de la precipitación (Capítulo II) y el análisis de los flujos evapotranspirativos y períodos de déficit hídrico (Capítulo III). En el tercer módulo (Capítulo IV) se articulan los procesos hidrológicos a través de la evaluación del balance hídrico durante el año hidrológico que comprende desde julio de 1997 a febrero de 1998.

Este trabajo se ha realizado a escala de cuenca. Para lograr el primer objetivo (Capítulo II), se obtuvieron datos para evaluar el desempeño de un modelo analítico (Gash, 1979) en la predicción de la intercepción en este ecosistema. Asimismo, se produjeron modelos empíricos (regresiones simples) que describen el comportamiento de la intercepción por el dosel y por el mantillo para Chamela. Las predicciones así obtenidas se utilizaron para estimar la intercepción total a escala de la cuenca, para hacer un análisis general de la dinámica hidrológica.

Para la determinación de los flujos evapotranspirativos (Capítulo III; objetivo 2), se utilizó la metodología del balance de energía-razón de Bowen (BREB). Se realizaron cálculos de evapotranspiración real con este y otros métodos con fines comparativos. Se estimó la demanda atmosférica por distintas aproximaciones: tanque Pan evaporímetro; ecuaciones de Penman (1948) y Penman Monteith (1965); y se determinó el déficit hídrico del sistema. Las características físicas de la cuenca (un rango restringido de altitud dentro de ella menor a los 150 metros), así como su tamaño (16 hectáreas), permitieron realizar el trabajo con una única torre micrometeorológica ubicada en la sección media de la cuenca.

En el tercer módulo (Capítulo IV), se integraron los aspectos estudiados anteriormente con el análisis del escurrimiento (sistema de vertederos de Chamela) para ese mismo ciclo y mediciones estacionales de la humedad edáfica, para cerrar el balance hídrico (objetivos 3 a 5). Se determinaron los valores mensuales para los componentes primarios (escurrimiento, evapotranspiración real, precipitación,

---

drenaje) y secundarios (intercepción por el dosel, retención de agua por el mantillo, aporte por rocío, distribución por tamaño de eventos de precipitación, precipitación efectiva, evapotranspiración potencial, almacenaje de agua en troncos) de la dinámica hidrológica para el ciclo 1997-98.

Durante el año 1997 ha habido una manifestación del fenómeno de El Niño (ENSO) de características particulares. Las modificaciones climáticas a escala global propiciadas por este fenómeno, han tenido durante 1997 características acentuadas, y es de suponer que se han perturbado los patrones habituales en distintos parámetros climáticos. Por tal motivo, se ha agregado un análisis pluviográfico detallado del año analizado, y su comparación con datos de series históricas (1983-1990) y de los últimos cinco años (1992-1996) (objetivo 6). Se consideró que esto resultaba de especial interés para reconocer las generalidades o particularidades en el conjunto de datos analizados.

---

## **Bibliografía citada**

- Alarcón, C.; M. Díaz. 1993. Hydric and nutritional relations of *Prosopis juliflora* D.C. (Fabaceae:Mimosoideae) in semi-arid parts of Falcon State, Venezuela. *Revista de Biología Tropical* 41(3 Part A): 433-441.
- Barradas, V.; L. Fanjul. 1985. Equilibrio hídrico y evapotranspiración en una selva baja caducifolia de la costa de Jalisco, México. *Biótica* 10:199-209.
- Borchert, R. 1994a. Soil and stem water storage determine phenology and distribution of Tropical Dry Forest trees. *Ecology* 75: 1437-1449.
- Borchert, R. 1994b. Water status and development of tropical trees during seasonal drought. *Trees* 8: 115-125.
- Borchert, R. 1994c. Electric resistance as a measure of tree water status during seasonal drought in a Tropical Dry Forest in Costa Rica. *Tree Physiology* 14: 299-312.
- Borchert, R. 1994d. Induction of rehydration and bud break by irrigation or rain in deciduous trees of a tropical dry forest in Costa Rica. *Trees* 8: 198-204.
- Bormann, F.H.; G.E. Likens. 1979. *Pattern and Process in a Forested Ecosystem* Springer-Verlag, Nueva York.
- Bullock, S.; H. Mooney; E. Medina (eds.). 1995. *Seasonally Dry Tropical Forests*. Cambridge University Press.
- Cervantes, L. 1988. Intercepción de lluvia por el dosel en una comunidad tropical. *Ingeniería Hidráulica en México*. Vol III: 38-43.
- Cervantes, L.; J.M. Maass; R. Dominguez. 1988. Relación lluvia escurrimiento en un sistema pequeño de cuencas de selva baja caducifolia. *Ingeniería Hidráulica en Mexico*, 2da época, Vol II: 30-42.
- Fanjul, L.; V. Barradas. 1985. Stomatal behaviour of two heliophile understorey species of a tropical deciduous forest in México. *Journal of Applied Ecology* 22: 943-954.
- Fanjul, L.; V. Barradas. 1987. Diurnal and seasonal variation in the water relations of some deciduous and evergreen trees of a deciduous dry forest of the western coast of México. *Journal of Applied Ecology* 24: 289-303.
- García Oliva, F.; E. Ezcurra; L. Galicia. 1991. Patterns of rainfall distribution in the Central Pacific Coast of Mexico. *Geografiska Annaler* 73 A: 179-186.
- Gash, J.H.C. 1979. An analytical model of rainfall interception by forests. *Quarterly Journal Royal Meteorology Society*. 105: 43-55.
- Holdridge, J. 1967. *Life Zone Ecology*. Tropical Science Center, San José.
- Kumar, S.; V. Shankar. 1985. Vegetation ecology of the Guhiya catchment in the upper Luni basin-India. *Tropical Ecology* 26:1-11.
- Kumar, S.; V. Shankar. 1987. Vegetation ecology in the Bandi catchment in the upper Luni basin, western Rajasthan (India). *Tropical Ecology* 28: 246-258.
- Lugo, A.; J.A. Gonzalez Liboy; B. Cintron; K. Dugger. 1978. Structure, Productivity and transpiration of a subtropical dry forest in Puerto Rico. *Biotropica* 10: 278-291.

- Maass, J.M.; C.F. Jordan; J. Sarukhán. 1988. Soil erosion and nutrient losses in seasonal tropical agroecosystems under various management techniques. *Journal of Applied Ecology* 25: 595-607.
- Maass, J. M.; V. Jaramillo; A. Martínez-Yrizar; F. García Oliva; J. Sarukhán. 1994. The Chamela Watershed Project. Instituto de Ecología, UNAM, México. Folleto de Divulgación.
- Maass, J.M. 1995. Tropical deciduous forest conversion to pasture and agriculture. En: *Seasonally Dry Tropical Forest*. Bullock, S.; H. Mooney; E. Medina (eds.). Cambridge University Press, pp 399-422.
- Maass, J.M.; J.M. Vose; W.T. Swank; A. Martínez-Yrizar. 1995. Seasonal changes of leaf area index (LAI) in a tropical deciduous forest in west México. *Forest Ecology and Management* 74: 171-180.
- Martínez-Yrizar, A., J. Sarukhán. 1990. Litterfall patterns in a tropical deciduous forest in México over a five-year period. *Journal of Tropical Ecology* 6: 433-444.
- Martínez-Yrizar, A.; J. Sarukhán; A. Pérez-Jiménez; E. Rincón; M. Maass; A. Solís-Magallanes; L. Cervantes. 1992. Above-ground phytomass of a tropical deciduous forest on the coast of Jalisco, México. *Journal of Tropical Ecology* 8: 87-96.
- Martínez-Yrizar, A.; J. Sarukhán. 1993. Cambios estacionales del mantillo en el suelo de un bosque tropical caducifolio y subcaducifolio en Chamela, Jalisco, México. *Acta Botánica de México* 21: 1-6.
- Martínez-Yrizar, A.; J.M. Maass; L.A. Pérez-Jiménez; J. Sarukhán. 1996. Net primary productivity of a tropical deciduous forest ecosystem in western México. *Journal of Tropical Ecology* 12: 169-175.
- Medina, E.; E. Olivares; D. Marin. 1985. Eco-physiological adaptations in the use of water and nutrients by woody plants of arid and semi arid tropical regions. *Medio Ambiente* 7: 91-102.
- Monteith J. L. 1965. Evaporation and the environment. *Symposium of Society of Experimental Biology* 19: 205-234.
- Mulkey, S.; S. J. Wright; A. P. Smith. 1991. Drought acclimation of an understory shrub (*Psychotria limonensis*; Rubiaceae) in a seasonally dry tropical forest in Panamá. *American Journal of Botany* 78: 579-587.
- Murphy, P.; A. Lugo. 1986. Ecology of Tropical Dry Forest. *Annual Review of Ecology and Systematics* 17: 67-88.
- Murphy, P.; A. Lugo; A. Murphy; D. Nepstad. 1989. The Dry Forests of Puerto Rico's South Coast. En: *Tropical Forests: Management and Ecology*. Ecological Studies N 112. Lugo A.; C. Lowe (eds.). Springer-Verlag, Nueva York, pp.178-209.
- Murphy, P.; A. Lugo. 1995. Dry Forests of Central America and the Caribbean. En: *Seasonally Dry Tropical Forests*. Bullock S; H. Mooney; E. Medina (eds.). Cambridge University Press, pp 9-34.
- Penman, H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceeding of Royal Society of London, Serie A* 193: 120-143.

- 
- Reichle, D.E.; S.I. Auerbach. 1970. Analysis of Ecosystems. En: Challenging Biological Problems: Directions towards their solution. (Behnke, J.A., ed.); pp. 260-280.
- Rico Grey, V.; A. Chemas; S. Mandujano. 1991. Uses of tropical deciduous forest species by the Yucatecan Maya. *Agroforestry Systems* 14: 149-161.
- Rzedowski, J. 1978. *Vegetación de México*. Ed. Limusa; México. pp. 189-203.
- Sandstrom, K. 1998. Can Forest "Provide" Water: Widespread myth or scientific reality?. *Ambio* 27: 132-138.
- Sobrado, M.A. 1986. Aspects of tissue water relations and seasonal changes in a leaf water potential components in evergreen and deciduous species coexisting in tropical dry forest. *Oecologia* 68: 413-416.
- Sobrado, M.A. 1993. Trade-off between water transport efficiency and leaf life-span in a tropical dry forest. *Oecologia* 96: 19-23.
- Sobrado, M.A. 1994. Leaf age effects on photosynthetic rate, transpiration rate and nitrogen content in a tropical dry forest. *Physiologia Plantarum* 90: 210-215.
- Swank W.; D. Crossley Jr. (eds.) 1980. *Forest Hydrology and Ecology at Coweeta*. Ecological Studies N°66, Springer-Verlag, Nueva York.
- Trejo, V. 1998. Distribución y diversidad en selvas bajas de México: relaciones con el clima y el suelo. Tesis de Doctorado, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 210 pp.
- Veenendaal, E.M.; M.D. Swaine; D. Blay; N.B. Yelifari; C.E. Mullins. 1996. Seasonal and long-term soil water regime in West African tropical forest. *Journal of Vegetation Science* 7: 473-482.
- Whigam, D.F.; P.Z. Towle; E.C. Cano; J. O'Neill; E. Ley. 1990. The effect of annual variation in precipitation on growth and litter production in a tropical dry forest in the Yucatán of México. *Tropical Ecology* 31: 23-34.

---

## **Capítulo II**

### **"Aspectos de la hidrología del Bosque Tropical Seco: intercepción de la precipitación"**

#### *Resumen*

*Se evaluaron los procesos de intercepción por el dosel y por el mantillo en el ecosistema de bosque tropical seco en Chamela, Jalisco. La intercepción por el dosel alcanzó, en promedio, el 21% de las precipitaciones brutas y se calculó que una capa media de 890 g m<sup>-2</sup> de mantillo del mes de agosto retiene 0.86 mm por evento de precipitación, lo que representa el 6.0% anual, calculado para los patrones históricos de precipitación (51 eventos y 619 mm) Se confeccionaron las regresiones simples que describen el proceso de intercepción por dosel en función de la precipitación bruta, contrastando épocas del año y se evaluó el desempeño del modelo analítico de Gash (1979). No se detectaron diferencias significativas entre las regresiones de lluvia indirecta entre los datos de inicios de lluvias (junio-julio); lluvias (agosto-septiembre-octubre) e inicio de secas (noviembre-diciembre). Se evaluó la calidad del mantillo y se encontró que el del mes de mayo es el que absorbe y retiene mayor cantidad de agua.*

*El modelo de Gash mostró un desempeño aceptable (discrepancia de +0.3% respecto a lo observado) en este bosque tropical seco cuando se corrió con el parámetro E calculado por la regresión de Gash. Se detectaron discrepancias del (-) 45% cuando este modelo fue aplicado con  $\bar{E}$  calculada con la ecuación de Penman-Monteith.*

#### **II. I - Introducción**

La hidrología de los ecosistemas forestales está constituida por un ensamble de procesos en los que interactúan factores bióticos y abióticos del sistema. La intercepción de la precipitación constituye uno de los caminos en los cuales las modificaciones en la cobertura y características de la vegetación afectan el balance hídrico de un área (Dunne y Leopold, 1978).

La lluvia es interceptada primero por el dosel y luego por los restos vegetales depositados en el suelo del bosque, el mantillo. Ambos procesos redundan en volúmenes de agua de lluvia retenida que se incorporan a la componente de evaporación (Hewlett, 1982). Por lo tanto, la recarga de la humedad del suelo por precipitación necesariamente se ve disminuída por las pérdidas por intercepción total (Helvey y Patric, 1988). Otros efectos de estos procesos se ven reflejados en el cambio de la calidad del agua, por el arrastre de sustancias retenidas en estas

---

superficies, y en el desfase temporal entre el momento del evento de precipitación y el agua que finalmente ingresa al suelo mineral.

Los trabajos clásicos sobre los procesos de intercepción por el dosel o de lluvia indirecta, fueron realizados por Helvey y Patric (1965) y Helvey (1967, 1971) en ecosistemas forestales templados del hemisferio norte. Estos estudios dieron origen a modelos empíricos que, mediante regresiones lineales, describían estos procesos para esos ecosistemas particulares (Helvey y Patric, 1988). Los enfoques más recientes han buscado confeccionar modelos físicos con una fuerte base conceptual, en la cual se combinan datos meteorológicos y de estructura del bosque. Los modelos de Rutter (Rutter *et al.*, 1971; Rutter *et al.*, 1975; Rutter y Morton, 1977) y de Gash (1979, 1995), son los actualmente utilizados para efectuar cálculos de la incidencia de las pérdidas por intercepción del dosel en ecosistemas forestales. El modelo de Gash intenta combinar algunas características simples de una ecuación de regresión empírica con las bases conceptuales rigurosas del modelo de Rutter (Gash *et al.*, 1980), y ha sido ampliamente probado en los bosques templados (Gash *et al.*, 1980; Rowe, 1983; Lankreijer *et al.*, 1993). Para los bosques tropicales húmedos (BTH), es más limitado el número de estudios relacionados con la intercepción de la precipitación por el dosel, aunque se ha demostrado que el modelo de Gash podría ser aplicado en estos ecosistemas (Lloyd *et al.*, 1988; Hutjes *et al.*, 1990).

El agua que alcanza el suelo del bosque debe atravesar el piso de mantillo para ingresar al suelo mineral. Por lo tanto, la evaporación del agua retenida en el mantillo debe ser considerada en un estudio completo de intercepción (Helvey, 1967). El agua retenida en este estrato depende de la cantidad de hojarasca en el suelo, de su variación estacional y del área superficial del material, de manera análoga al almacenaje sobre el follaje, troncos y ramas (Waring y Schlesinger, 1985). Son conocidas las referencias de Helvey (1967, 1971) para mantillo de bosque de pino, aunque no existen valores de referencia de este proceso para el mantillo de los ecosistemas forestales tropicales.

Es posible pensar que los marcados cambios estacionales en bosques tropicales secos (BTS), reflejados en su fenología (crecimiento del dosel y caída de

---

hojarasca) y en la variación de la calidad y cantidad del mantillo, incorporen una dinámica propia a los procesos de interceptación.

Los objetivos de este trabajo fueron: 1) proporcionar modelos empíricos que describan los procesos de interceptación por el dosel y por el mantillo en el Bosque Tropical Seco (BTS) de Chamela, en Jalisco, México; 2) probar el modelo analítico de Gash en un BTS; y 3) evaluar los efectos de los procesos de interceptación por el dosel y por el mantillo sobre la hidrología de este ecosistema.

Las hipótesis de trabajo que se sostuvieron fueron que:

- 1) La interceptación por el dosel difiere significativamente entre el inicio (junio-julio, cuando el dosel está sin hojas), mediados (agosto-septiembre-octubre; máximo desarrollo del dosel) y el fin (noviembre-diciembre; cuando inicia la senescencia) de la estación de crecimiento.
- 2) El mantillo de las distintas épocas del año tiene capacidades de retención y absorción de agua diferentes, debido a cambios en su calidad. Estas dos propiedades alcanzan sus mayores valores hacia fin de la estación húmeda (octubre), debido al estado más avanzado de descomposición biológica del mantillo.

## **II. II - Sitio de estudio**

### *Características generales*

El trabajo se realizó en la Reserva de la Biósfera Chamela-Cuixmala ubicada en la costa Pacífica de México, en el estado de Jalisco (19° 30' N, 105°O), la cual constituye una porción representativa del ecosistema de Bosque Tropical Seco (BTS). Allí se analiza la dinámica funcional y estructural del BTS en 5 pequeñas cuencas experimentales (Sarukhán y Maass, 1990).

La precipitación se concentra entre los meses de junio y octubre, con una media anual de 679 mm (1983-1990) (García Oliva *et al.*, 1995). El promedio del número de eventos anuales es de 51, el 62% de los cuales corresponde a lluvias

---

de hasta 8 mm. La temperatura media anual es de 24.9 °C, con una estrecha amplitud entre medias mensuales máximas (29 y 32 °C) (Bullock, 1986). Las medias mensuales mínimas se ubican entre 15 y 23 °C.

### *Características de la vegetación*

La región fue clasificada como un Bosque Tropical Seco (BTS) según el criterio de zonas de vida de Holdridge (Murphy y Lugo, 1995), y tiene su equivalente en el Bosque Tropical Caducifolio de la clasificación mexicana de Rzedowski (1978). La vegetación es diversa (más de 1100 especies) (Lott, 1993) y el estrato superior alcanza una altura media de 12 m (A. Pérez-Jiménez; com. pers.). Su carácter caducifolio se expresa en las marcadas variaciones en su índice de área foliar (IAF), el cual varía entre un mínimo de 1 m<sup>2</sup>m<sup>-2</sup> en el mes de mayo (fin de estación seca) y un máximo de 4.5 a 4.9 m<sup>2</sup>m<sup>-2</sup> en los meses de agosto y septiembre (lluvias) (Figura II.1) (Maass *et al.*, 1995; Moreno, 1998).

La tasa máxima de caída de hojarasca ocurre entre los meses de noviembre y diciembre en las laderas, cuando se desprende el 50% de las hojas (Maass *et al.* 1995). En las zonas de valle este proceso tiene su valor máximo en el mes de febrero (Martínez-Yrizar, 1990). Este es un proceso principalmente determinado por los contenidos de agua del suelo, lo que genera la variabilidad en los ritmos de caída entre las laderas y los valles. Las hojas son los principales componentes del mantillo, con una fracción de entre el 69 y el 73% según la posición topográfica dentro de la cuenca (Martínez-Yrizar y Sarukhán, 1990). La descomposición, también acoplada a los ritmos de humedad, reduce la cantidad de mantillo en un 68% hacia el fin de la estación de lluvias (Martínez-Yrizar, 1980). La distribución media del mantillo varía entre 760 y 1020 g m<sup>-2</sup> si se consideran todos los componentes, y alcanza los 320 g m<sup>-2</sup> si sólo se considera la fracción de hojas. El tiempo de residencia se ubica entre 1.39 años para el componente hojas y 2.07 para el mantillo total (Martínez-Yrizar, 1995).

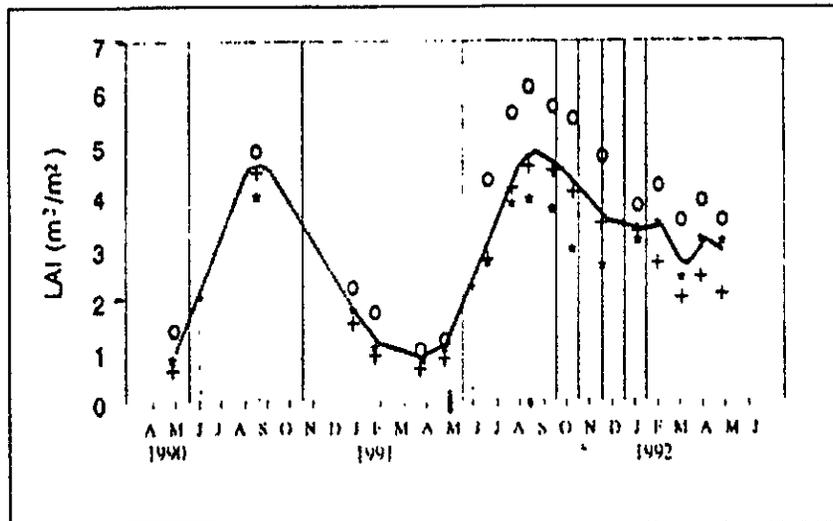


Figura II. 1. Índice de área foliar (LAF) en Chamela, para mediciones de tres años (1990 a 1992) en distintas ubicaciones de una cuenca: parcelas en la cuenca alta (puntos negros); en la cuenca media (cruces) y en la cuenca baja (círculos abiertos) (Maass *et al.*, 1995).

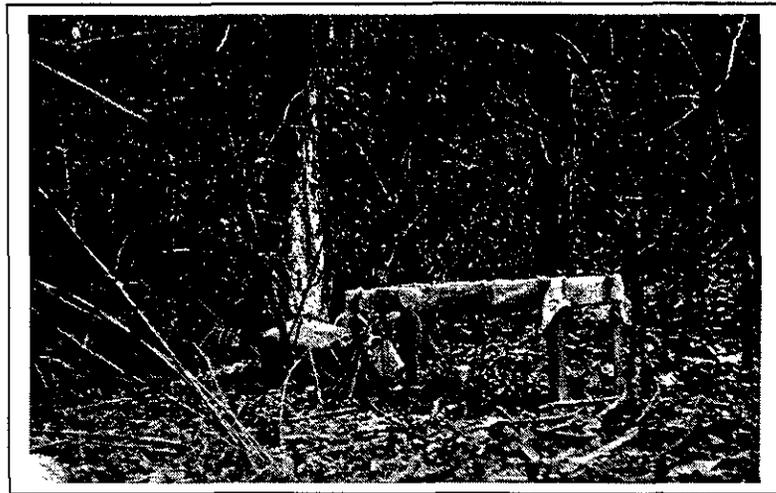
## II. III - Toma de datos

### *Intercepción de lluvia por el dosel*

Se instalaron 20 colectores de lluvia indirecta en dos secciones distintas del área de estudio dentro de la Estación de Biología de Chamela (Cuenca I y Camino Chachalaca). Estos fueron ubicados en las laderas de la Cuenca I (de 450 m de longitud) y en cuatro grupos en el Camino Chachalaca (de 500 m de largo). Estos instrumentos fueron contruídos de plástico (PVC) y de lámina galvanizada, de forma alargada, con medidas de 0.09 m por 2.00 m (12 colectores de PVC) y de 0.20 x 0.80 m (8 colectores de lámina), cubiertos por una fina red y unidos a un bidón libre de pérdidas por evaporación (Figura II.2). Los muestreos se realizaron por las mañanas, luego de cada día con uno o más eventos de precipitación. Si bien es aconsejable el traslado de los dispositivos regularmente, no fue posible realizarlo en esta ocasión debido a la dificultad de instalación a causa de las pendientes y de la vegetación cerrada de la selva. Sin embargo, la naturaleza

dinámica del crecimiento del dosel a lo largo del año, imprime una alta variabilidad a cada uno de los sitios fijos.

La precipitación bruta fue medida con un pluviógrafo estándar ubicado en la Estación Climatológica de la Estación de Biología de Chamela (próxima al Camino Chachalaca) y cuatro pluviómetros ubicados en un mirador totalmente despejado de vegetación (en la Cuenca I).



**Figura II.2.** Colector de lluvia indirecta (0.20 x 0.80 m), instalado en el sitio de estudio. Epoca seca

### *Intercepción de agua por el mantillo*

Se evaluó de manera experimental la capacidad de intercepción de agua por el mantillo. Para ello se instalaron 12 colectores adicionales similares al de la Figura II.2, los cuales fueron cubiertos con mantillo recolectado directamente del piso. Sobre éstos se realizaron simulaciones de lluvias de distintos volúmenes, de acuerdo al rango de volúmenes de precipitación más frecuentes en Chamela (García Oliva, 1992) aplicando 5, 8, 10 y 20 mm con un pequeño regador. Se determinó un factor de corrección correspondiente al agua retenida en el sistema de medición (red, colector, manguera y garrafón), el cual fue descontado en los

---

cálculos finales. Las simulaciones fueron realizadas sobre mantillo de los meses de mayo, agosto, octubre y febrero. En todos los casos se esperó por lo menos 24 h entre simulaciones, por lo cual se controló el efecto de la humedad antecedente del mantillo, suponiendo su humedad inicial nula. El agua colectada en los garrafones fue medida y, al final de cada muestreo, el mantillo utilizado en la simulación fue recolectado, secado en estufa a 70 °C durante 48 h y pesado.

Luego de las simulaciones de lluvia, estos doce dispositivos permanecieron instalados con mantillo durante toda la estación de lluvias y fueron muestreados conjuntamente con los veinte iniciales luego de cada día de precipitación. Su mantillo fue retirado mensualmente, secado y pesado en laboratorio y reemplazado con aquél encontrado en el piso del bosque. Los datos generados desde estos dispositivos, entonces, fueron utilizados como conjunto independiente de datos para validar cálculos finales de intercepción total (dosel más mantillo) estimados por las aproximaciones derivadas en este trabajo.

### *Absorción de agua por el mantillo*

Para evaluar esta propiedad, se realizó la hidratación completa de 24 muestras (de entre 50 y 300 g cada una) de mantillo de los meses de mayo, agosto, octubre y febrero (n = 6). Estas se mantuvieron sumergidas completamente en agua durante una hora. Luego de extraídas, se las dejó colar hasta que se interrumpió totalmente el goteo y se pesaron húmedas. Luego se secaron en estufa a 70 °C durante 72 h y se pesaron nuevamente en seco.

### *Datos micrometeorológicos*

Los datos micrometeorológicos para el cálculo de las variables atmosféricas necesarias para correr el modelo de Gash (tasa media de evaporación durante las

---

horas de lluvia e intensidad media de la precipitación; *ver adelante*) se obtuvieron desde una torre micrometeorológica instalada en una de las áreas estudiadas (Cuenca I). Se tomaron registros de intensidad del viento (anemómetro del tipo AN1-UM-2, ubicado a 19 m), temperatura y presión de vapor del aire (psicrómetro de ventilador del tipo VP1-UM-2, idem anterior) y de radiación neta radiómetro neto (tipo NR1-UM-1, ubicado a 21 m) de altura y precipitación (todo el instrumental Delta-T Devices, Ltd.). Todos los sensores se conectaron a un almacenador de datos (Delta-T Devices, Ltd.), que tomó registros cada 30 minutos.

## **II. IV - Análisis de datos**

### *Intercepción de la precipitación por el dosel: Modelos empíricos*

Los datos individuales de agua recogida de cada colector (lluvia indirecta) para cada día de lluvia fueron promediados para cada uno de los sitios estudiados (dos réplicas). Estos valores se discriminaron según la época del año: 1) junio-julio, 2) agosto-septiembre-octubre, y 3) noviembre-diciembre. Esos valores medios de lluvia indirecta por cantidad de precipitación bruta diaria (en mm), se ajustaron a regresiones lineales simples, modelo que mejor describe este proceso (Rowe y Hendrix, 1951; Brown y Barker, 1970). Se realizaron análisis de covarianza para detectar diferencias significativas entre ellas (Zar, 1996).

La capacidad de almacenaje de un dosel,  $S$ , puede ser estimada a partir de las regresiones lineales mencionadas (lluvia indirecta ( $Tr$ ) vs precipitación bruta ( $PPT_B$ )) (Rutter, 1975; Pearce y Rowe, 1981; Waring y Schlesinger, 1985). Para ello, debe extrapolarse la cantidad de lluvia que debe caer antes de que inicie el goteo, es decir hallar  $PPT_B$  para cuando  $Tr = 0$  (Rowe, 1983).

Asimismo, se calculó la ecuación de regresión para el proceso complementario: intercepción ( $I_d$ ) vs precipitación bruta ( $PPT_B$ ). El cálculo de  $I_d$  se realiza como (Hewlett, 1982):

$$I_d = PPT_B - Tr - St \quad [II.1]$$

Cervantes (1988) estimó el escurrimiento caulinar ( $St$ ) para Chamela en un 5.2% de la precipitación bruta, con valores extremos de 0.37 y 10.88%. Sin embargo, para el cálculo diario de  $I_d$  necesario para la construcción de esta regresión, éste componente no pudo ser tomado en cuenta por no contarse con datos directos para ello. El valor promedio de  $St$  estimado por Cervantes (1988) sí fue utilizado para la parametrización del modelo de Gash. Tanto la ecuación de  $Tr$  como la de  $I_d$  también deben ser utilizadas en dicho modelo (*ver adelante*).

### *Intercepción de la precipitación por dosel: El modelo de Gash*

El modelo de Gash (1979) calcula la intercepción de la precipitación mediante parámetros vinculados a la estructura del bosque y a las características de las precipitaciones de la región. El análisis contempla dos categorías de precipitaciones (Gash *et al.*, 1980): a) las lluvias mayores a un umbral  $P'_b$  definido por la precipitación bruta necesaria para saturar el dosel y b) las lluvias menores a él. Para las precipitaciones mayores a  $P'_b$  se evalúa el agua implicada en tres procesos: (1) el humedecimiento del dosel en el inicio de la precipitación, (2) la evaporación durante la precipitación y (3) la evaporación del agua retenida en el dosel luego que cesa la lluvia. Para el cálculo del agua total retenida por intercepción del dosel en un balance anual, deben contemplarse los cuatro componentes (b; 1; 2; y 3) cuyas ecuaciones están definidas en el Cuadro 1. Para el cálculo de la intercepción para días individuales con precipitaciones mayores al umbral  $P'_b$ , se utiliza la ecuación II.2 (Hutjes *et al.*, 1990), en la cual se discriminan las tres etapas mencionadas.

$$I_d = \underbrace{\{P'_b (1 - p - p_t) - S\}}_{(1)} + \underbrace{\{E/R (PPT_B - P'_b)\}}_{(2)} + \underbrace{\{S\}}_{(3)} \quad [II.2]$$

donde:

La proporción de lluvia que llega al suelo sin tocar el dosel,  $p$ , es calculada como 1 menos la cobertura del dosel (Gash *et al.*, 1995), y hemos asumido aquí que es igual a 0 para agosto-septiembre-octubre (máximo desarrollo del dosel). La  $p$  de junio-julio y de noviembre-diciembre, entonces, fue calculado a través de la relación entre el parámetro  $S$  de junio-julio ( $S_{JJ}$ ) y de noviembre-diciembre ( $S_{ND}$ ) respecto al de agosto-septiembre-octubre ( $S_{ASO}$ ), según la cual:

$$p_{JJ} = (1 - S_{JJ}/S_{ASO}) \quad [II.3]$$

$$p_{ND} = (1 - S_{ND}/S_{ASO}) \quad [II.4]$$

Si bien ésta es una aproximación gruesa del parámetro  $p$ , el desempeño del modelo de Gash apenas se ve afectado por modificaciones en él (Hutjes *et al.*, 1990).

La proporción de  $PPT_B$  derivada a los troncos,  $p_t$ , fue estimada por Cervantes (1988) como ya fue explicado.

La intensidad media de la precipitación,  $\bar{R}$ , se calculó a partir de los datos del pluviógrafo y de registros en la estación micrometeorológica automática y se los comparó con datos históricos.

Para el cálculo de la tasa media de evaporación,  $\bar{E}$ , se utilizaron dos aproximaciones. La primera fue la utilizada en el desarrollo original del modelo (Gash, 1979; Gash *et al.*, 1980) a través del cálculo de la evaporación durante las horas de precipitación (mientras el dosel está saturado) con la ecuación de Penman - Monteith ( $E_{PM}$ ) según la cual:

$$E_{PM} = \frac{\Delta R_n + \rho C_p \delta e / R_H}{\lambda (\Delta + \gamma)} \quad [II.5]$$

con

$$R_H = \frac{1}{k^2 u} [\ln ((z - d) / z_0)]^2$$

donde:

$E_{PM}$ : evaporación durante la precipitación calculada por la aproximación de Penman Monteith ( $\text{mm s}^{-1}$ ),

$\Delta$ : pendiente de la curva de presión de vapor a saturación ( $\text{mbar } ^\circ\text{K}^{-1}$ ),

Rn: radiación neta ( $W m^{-2}$ ),  
 $\rho$  : densidad del aire ( $1.164 kg m^{-3}$  a  $30 ^\circ C$ ),  
 $C_p$ : calor específico del aire a presión constante ( $1012 J kg^{-1} ^\circ K^{-1}$ ),  
 $R_H$  : resistencia aerodinámica ( $s m^{-1}$ ),  
 $\delta e$ : déficit de presión de vapor (mbar),  
 $\gamma$  : constante psicrométrica ( $0.668 mbar ^\circ C^{-1}$ , a  $30 ^\circ C$ ),  
 $\lambda$ : calor latente de vaporización del agua ( $2.430 MJ kg^{-1}$ , a  $30 ^\circ C$ ),  
 $k$ : constante de Von Karman (0.41),  
 $u$ : intensidad del viento a la altura de la medición ( $m s^{-1}$ ),  
 $z$ : altura a la cual se realizaron las mediciones (19 m),  
 $z_0$ : parámetro de rugosidad (= 0.10 h),  
 $d$ : desplazamiento del plano cero (= 0.75 h),  
 $h$ : altura de la vegetación (12 m),

Todas las variables requeridas fueron registradas en la torre micrometeorológica antes señalada y los parámetros  $z$  y  $d$  se utilizaron según las aproximaciones convencionales (Gash *et al.*, 1980).

La segunda aproximación para el cálculo de  $\bar{E}$  fue desarrollada por Gash (1979). En ella se utiliza la regresión de  $I_d$  vs  $PPT_B$  de la cual se deriva la siguiente relación:

$$I_d = a + b PPT_B \quad [II.6]$$

donde  $b = \bar{E} / \bar{R}$

El valor de la pendiente  $b$ , multiplicado por la intensidad media de precipitación ( $R$ ) cuando ésta es calculada a partir de observaciones, da un valor de  $\bar{E}$  alternativo a la estimación de este parámetro por la ecuación de Penman Monteith. Esta segunda aproximación es a menudo utilizada (Pearce y Rowe, 1981; Rowe, 1983) pues elimina la necesidad de datos para alimentar la ecuación de Penman Monteith, y además permite comparaciones en el desempeño del modelo (Hutjes *et al.*, 1990). Por otra parte, debe señalarse que el modelo de Gash es altamente sensible al parámetro  $\bar{E}$ . En varias oportunidades se ha visto que las

---

distintas aproximaciones utilizadas para su definición, modifican sustancialmente el desempeño del modelo, y sobre este aspecto se han abierto varias consideraciones (Gash *et al.*, 1980; Hutjes *et al.*, 1990; Lankreijer *et al.*, 1993). Esta discusión será retomada posteriormente.

Todos los parámetros, salvo  $p_t$ , fueron definidos para cada una de las tres épocas del año inicialmente propuestas. Las predicciones del modelo de Gash fueron comparadas, en términos de valores acumulados de lluvia indirecta, con los valores observados.

### *Retención y absorción de agua por el mantillo*

Con los resultados de los ensayos de simulación de lluvia se calcularon promedios ( $n = 16$ ) de retención de agua por cada 1000 g de mantillo seco para cada uno de los meses evaluados (mayo, agosto, octubre y febrero). Se realizó un análisis de varianza no paramétrico de Kruskal-Wallis y una prueba de comparaciones múltiples tipo Tukey (Zar, 1996).

Finalmente, para cada grupo homogéneo detectado, se buscó el mejor modelo de regresión simple para el ajuste de los datos de agua interceptada ( $I_m$ ) para distintos pesos de mantillo ( $\text{g m}^{-2}$ ).

Las muestras de mantillo hidratadas también fueron analizadas con un ANOVA no paramétrico y una prueba de comparaciones múltiples tipo Tukey.

### *Validación final de la intercepción total*

Finalmente, para validar los modelos aquí utilizados (modelos de Gash para intercepción por el dosel y modelo empírico para intercepción por el mantillo) se utilizó el conjunto de datos independientes de los 12 colectores con mantillo de peso conocido para eventos naturales de precipitación. Ambas estimaciones se adicionaron y se comparó la intercepción total estimada en relación con aquella

observada para 20 días de precipitaciones tomados al azar de entre todos los días muestreados. La eficiencia del modelo completo se midió con un coeficiente  $R^2$ , análogo a un coeficiente de determinación, derivado de la siguiente relación (Nash y Sutcliffe, 1970):

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (q'_i - q_i)^2}{\sum_{i=1}^n (q_i - \bar{q}_i)^2}$$

donde

$q'$ : valor diario medido

$q$ : valor diario estimado

$\bar{q}$ : valor medido promedio

El  $R^2$  adquiere como valor máximo 1 y es una medida de cuán bien los valores simulados y medidos se corresponden (Nash y Sutcliffe, 1970).

## **II. V - Resultados y Discusión**

### *Intercepción por el dosel: modelo empírico*

La precipitación total durante la permanencia del ensayo (15 de junio a 20 de diciembre de 1997) alcanzó los 599.5 mm distribuidos en 49 días con eventos de lluvia. La temporada de lluvias se caracterizó por su inicio tardío (mediados de julio) y su prolongación hasta mediados del mes de noviembre. Del total de días con precipitación, se incorporaron al análisis 37 (576 mm), pues se perdieron datos de días con volúmenes muy pequeños de precipitación o con deficiencias en el muestreo. La intercepción acumulada observada para esos días analizados fue de 123 mm lo que representó el 21% de la  $PPT_B$ , con un máximo de 23% para agosto-septiembre-octubre y un mínimo de 18.5% para junio-julio.

El Cuadro II.2 muestra las ecuaciones de regresión para Chamela expresadas en las dos modalidades (con lluvia indirecta ( $Tr$ ) y con intercepción del dosel ( $I_d$ ))

---

como variables dependientes), para las tres épocas del año inicialmente planteadas; sus coeficientes de determinación, así como el número de datos considerados en su confección. Su comparación con ecuaciones para otros ecosistemas forestales templados permite ver que los valores de las pendientes aquí calculadas se encuentran dentro de los valores medios del rango de este conjunto de datos (entre 0.73 y 0.91). Por su parte, la capacidad de almacenaje del dosel ( $S$ ), para Chamela en agosto-septiembre-octubre se ubica con el valor más alto (1.95) superior aún a aquel correspondiente a un rodal de pino blanco de 35 años (1.47; Helvey, 1967). Durante los meses de noviembre y diciembre  $S$  declina ligeramente (1.61), aunque permanece con un valor alto y próximo a aquél de agosto-septiembre-octubre. La estructura de este bosque tropical seco para junio-julio provocó una retención de agua que se ubica entre los valores más bajos (0.74) para este grupo de datos analizados.

Contradiciendo nuestra hipótesis inicial, el análisis de covarianza entre las tres regresiones no arrojó diferencias significativas entre pendientes ni entre ordenadas al origen ( $P > 0.25$  y  $P >> 0.25$  respectivamente). Herwitz (1985) realizó un estudio en el cual se discriminó por primera vez el agua almacenada en hojas y en partes leñosas del árbol, en un bosque tropical húmedo (BTH) altamente diverso de Australia. Allí detectó que el almacenaje en las partes leñosas del árbol puede variar entre el 59 y el 75% (según las especies) del almacenaje total de agua de lluvia en un árbol, bajo condiciones calmas y entre el 74 y el 88% bajo condiciones turbulentas. Este autor remarca entonces, la importancia de los órganos con corteza en detener el agua de lluvia interceptada bajo condiciones de grandes lluvias en un BTH. Cabe preguntarse, entonces, cuál es la incidencia en el proceso de intercepción del conjunto de ramas de diverso calibre que quedan expuestas en el techo del bosque a comienzos de la estación de lluvias (junio-julio). Posiblemente la falta de diferencias significativas encontrada en este conjunto de datos, se deba al papel que éstos órganos juegan en la intercepción de la precipitación a inicios y final de la estación de lluvias.

**Cuadro II.2.** Ecuaciones de regresión lineal simple para lluvia indirecta ( $Tr$ ) y para intercepción por el dosel ( $I_d$ ) en función de la precipitación bruta ( $PPT_B$ ) en mm, para el BTS de Chamela, Jalisco, México y para algunos ecosistemas forestales templados (\*\*). En Chamela  $Tr_{JJ}$  (para junio-julio);  $Tr_{ASO}$  (para agosto-septiembre-octubre) y  $Tr_{ND}$  (para noviembre-diciembre).

| Ecosistema   | Ecuación   |                      |                              | Fuente   |
|--|--|----------------------|------------------------------|--|
| Bosque Tropical Seco (Chamela)<br>(Jun. - Jul.)                                      | $Tr_{JJ} = 0.8532 PPT_B - 0.636$<br>$I_d = 0.1468 PPT_B + 0.636$                         | $n = 10$<br>$n = 10$ | $R^2 = 0.99$<br>$R^2 = 0.95$ | Este trabajo   |
| Bosque Tropical Seco (Chamela)<br>(Agosto-Septiembre-Octubre.)                       | $Tr_{ASO} = 0.8855 PPT_B - 1.731$<br>$I_d = 0.1145 PPT_B + 1.731$                        | $n = 23$<br>$n = 23$ | $R^2 = 0.99$<br>$R^2 = 0.78$ | Este trabajo   |
| Bosque Tropical Seco (Chamela)<br>(Noviembre-Diciembre)                              | $Tr_{ND} = 0.8884 PPT_B - 1.432$<br>$I_d = 0.1116 PPT_B + 1.432$                         | $n = 4$<br>$n = 4$   | $R^2 = 0.99$<br>$R^2 = 0.92$ | Este trabajo   |
| Bosque Tropical Seco (Chamela)<br>Regresión única                                    | $Tr = 0.8779 PPT_B - 1.423$  | $n = 37$             | $R^2 = 0.99$                 | Este trabajo   |
| Bosque de transición entre<br>siempreverde y estacional (Costa<br>de Marfil, Africa) | $Tr = 0.97 PPT_B - 0.61$<br>$I_d = 0.017 PPT_B + 1.11$                                   |                      |                              | Hutjes <i>et al.</i> , (1990)                                  |
| Rodal de pino blanco de 35 años  | * $Tr = 0.85 PPT_B - 1.25$   |                      |                              | Helvey<br>(1967)   |
| Bosques de madera dura:<br>en dormancia<br>en estación de crecimiento                | * $Tr = 0.91 PPT_B - 0.375$<br>* $Tr = 0.90 PPT_B - 0.76$<br>* $Tr = 0.872 PPT_B - 1.03$ |                      |                              | Helvey y<br>Patric<br>(1965)<br>Rogerson<br>y Byrnes<br>(1968) |
| Rodal de pino ponderosa  | * $Tr = 0.89 PPT_B - 1.25$   |                      |                              | Helvey<br>(1971)   |
| Bosque perenne de hayas<br>( <i>Nothofagus sp.</i> )                                 | $Tr_{verano} = 0.73 PPT_B - 0.90$<br>$Tr_{invierno} = 0.78 PPT_B - 0.83$                 |                      |                              | Rowe<br>(1983)   |

\* Expresados originalmente en pulgadas y transformados a mm para su comparación.

\*\* Una extensa lista de ecuaciones de regresión para lluvia indirecta para bosques templados del hemisferio norte puede encontrarse en Helvey y Patric, 1965.

---

Asimismo debe contemplarse que quizás se requiera un mayor número de colectores de lluvia indirecta que los que aquí se utilizaron para detectar diferencias estadísticamente significativas, debido a la alta variabilidad en el desarrollo del dosel que caracteriza los BTS, los cuales renuevan prácticamente la totalidad del follaje anualmente. Por último, se calculó la ecuación de regresión simple única que caracterizó la intercepción de la precipitación por el dosel durante el año analizado (Cuadro II.2).

### *Intercepción por el dosel: Modelo de Gash*

Los valores de los parámetros necesarios para probar el modelo de Gash fueron definidos para cada época del año a pesar de la falta de diferencias significativas en las regresiones de las cuales ellos derivan (Cuadro II.3). El desempeño general del modelo de Gash (Cuadro II.4) muestra que la calidad de las aproximaciones a los valores observados depende notablemente del tipo de estimación de  $\bar{E}$  durante la saturación. Cuando se consideró este parámetro con la aproximación derivada por Gash ( $E_G$ ), a partir de la regresión de  $I_d$  vs  $PPT_B$ , el modelo sólo sobreestimó la intercepción en un 0.3%. Sin embargo, al calcular este parámetro con la ecuación de Penman-Monteith ( $E_{PM}$ ), ocurre una subestimación pronunciada que alcanza el 45.7%.

Los valores de  $\bar{E}$  calculados por los dos métodos difieren notablemente (Cuadro II.3). En un análisis más pormenorizado de los eventos de lluvias, se detecta que ellos ocurren principalmente de noche o en horas de muy baja radiación (amanecer o atardecer) en Chamela. Esto ubica como razonables los valores arrojados por la  $E_{PM}$  para este proceso. Sin embargo, el desempeño del modelo mejora sustancialmente con la consideración del valor de  $\bar{E}_G$ , aunque su alto valor (0.69 a 0.95 según la época del año) parece desmedido.

**Cuadro II.3.** Valores de los parámetros para el modelo de Gash aplicado el BTS de Chamela, definidos para las tres épocas del año propuestas en la hipótesis.  $E_G$ : tasa media de evaporación estimada con la aproximación de la regresión de Gash;  $E_{PM}$ : tasa media de evaporación estimada con la ecuación de Penman Monteith. Desvío estándar entre paréntesis

| Parámetro  | Jun. – Jul. | Ago. – Sept. – Oct. | Nov. – Dic. |
|--|-------------|---------------------|-------------|
| Capacidad de almacenaje del dosel, $S$ , (mm),                       | 0.74        | 1.95                | 1.61        |
| Proporción de lluvia que cae sin tocar el dosel, $p_s$ ,             | 0.62        | 0                   | 0.17        |
| Proporción de lluvia derivada al escurrimiento caulinar, $p_t$ ,     | 0.052       | 0.052               | 0.052       |
| Intensidad media de precipitación, $\bar{R}$ , (mm h <sup>-1</sup> ) | 6.5 (4.1)   | 6.7 (7.6)           | 6.2 (5.5)   |
| Evaporación durante la saturación (mm h <sup>-1</sup> ):             |             |                     |             |
| $E_G$  | 0.95        | 0.77                | 0.69        |
| $E_{PM}$   | 0.10        | 0.11                | 0.11        |
| Umbral de precipitación que no alcanza a saturar el dosel (mm)       |             |                     |             |
| $P'_b$ con $E_G$   | 2.99        | 2.19                | 2.23        |
| $P'_b$ con $E_{PM}$  | 2.31        | 2.07                | 2.09        |
| Número de lluvias que alcanzan a saturar el dosel, $n$               | 8           | 22                  | 4           |
| Número de lluvias que no alcanzan a saturar el dosel, $m$            | 2           | 1                   | 0           |

El tipo de divergencia en el desempeño del modelo de Gash detectadas en este trabajo, también fueron observadas y analizadas por Hutjes *et al.* (1990) quienes observaron un comportamiento similar de sus datos obtenidos en un bosque tropical de transición en Africa. En dicho estudio, el modelo de Gash basado en el cálculo con  $\bar{E}_{PM}$  subestimó en un 43.2% las pérdidas por intercepción. Al correr el modelo con  $\bar{E}_G$  hubo una mejoría del 9%, aunque permaneció una discrepancia negativa del 34.6 % respecto a los valores observados. Estos autores atribuyen este mejor desempeño al hecho de que la regresión de Gash lleva implícita toda la dinámica considerada en el modelo mientras que la ecuación de Penman-Monteith sólo aborda aspectos de física atmosférica.

El valor de la intensidad media de precipitación,  $\bar{R}$ , para Chamela aquí calculado para el año 1997 (entre 6.2 y 6.7 mm h<sup>-1</sup>, según la época), coincide con

lo analizado por García Oliva (1992) para una larga serie de datos de precipitación (1983–1990) para el mismo sitio, quien calculó una intensidad media histórica de 6.90 mm h<sup>-1</sup>. Si bien se consideraron valores para cada época analizada, la alta variabilidad de las tormentas en Chamela ubica a estos valores sin diferencias significativas entre ellos.

**Cuadro II.4.** Desempeño general del modelo de Gash, en relación con los valores observados.  $E_G$ : aproximación de la tasa media de evaporación por la regresión de Gash (1979).  $E_{PM}$ : aproximación de la tasa media de evaporación con la ecuación de Penman Monteith.

| Epoca | PPT <sub>B</sub><br>(mm) | Intercepción por el dosel (mm) |      |  |   |
|-------|--------------------------|--------------------------------|------|--|---|
|       |                          | Observada                      | %    | Estimada con el modelo de Gash con $E_G$ | Estimada con el modelo de Gash con $E_{PM}$ |
| JJ    | 165                      | 30.6                           | 18.5 | 29.0                                     | 9.2   |
| ASO   | 340.5                    | 78.8                           | 23.1 | 80.5                                     | 49.9  |
| ND    | 70.5                     | 13.6                           | 19.3 | 13.8                                     | 7.6   |
| Total | 576                      | 122.9                          | 21.3 | 123.3                                    | 66.7  |
|       |                          | Discrepancia (%)               |      | +0.3                                     | - 45.7                                      |

Finalmente, el Cuadro II.5 desglosa el proceso de intercepción de los cuatro componentes del modelo de Gash y la cantidad de agua implicada en cada uno de ellos. Para la mejor aproximación analizada (con  $E_G$ ), el proceso dominante en este ecosistema parece ser, entonces, la evaporación desde el dosel saturado (70% del agua interceptada) hacia inicios de la estación de crecimiento. Hacia mediados y fin de ésta, el agua interceptada fue explicada tanto por la evaporación desde el dosel saturado durante la lluvia (40 y 49%) como por la evaporación del agua almacenada en el dosel una vez que cesa la lluvia (53 y 46% respectivamente).

**Cuadro II 5.** Componentes de las pérdidas por intercepción (en mm) según el modelo de Gash, bajo las dos aproximaciones de  $E$  consideradas.

| mm   | Modelo con $E_G$ |     |      |     |      |    | Modelo con $E_{PM}$ |    |      |    |     |    |
|--|------------------|-----|------|-----|------|----|---------------------|----|------|----|-----|----|
|  | JJ               | %   | ASO  | %   | ND   | %  | JJ                  | %  | ASO  | %  | ND  | %  |
| Humedecimiento del dosel para lluvias $> P'_g$           | 1.9              | 6.5 | 2.8  | 3.5 | 0.5  | 4  | 0.1                 | 1  | 0.4  | 1  | 0.1 | 1  |
| Evaporación desde el dosel saturado                      | 20.2             | 70  | 32.4 | 40  | 6.8  | 49 | 2.1                 | 23 | 4.8  | 10 | 1.1 | 15 |
| Evaporación desde el almacenaje luego que cesa la lluvia | 5.9              | 20  | 42.9 | 53  | 6.4  | 46 | 5.9                 | 66 | 42.9 | 86 | 6.4 | 84 |
| Para pequeñas tormentas $< P'_g$                         | 1                | 3.5 | 1.9  | 2.5 | 0    | 0  | 0.9                 | 10 | 1.9  | 4  | 0   | 0  |
| Totales  | 29.0             |     | 80.5 |     | 13.8 |    | 9.0                 |    | 49.9 |    | 7.6 |    |

### *Propiedades del mantillo*

#### *i) Absorción de agua*

Se encontraron diferencias significativas en la capacidad de absorción de agua entre el mantillo de octubre y el de mayo (Figura II.3). Los mantillos de los meses de agosto y febrero constituyeron transiciones en la calidad respecto a esta propiedad. En el mantillo de mayo se observó una absorción media a capacidad de campo del 202% (2020 g de agua cada 1000 g de mantillo seco) y en el de octubre del 132%. Estos valores pueden ser comparados con aquellos reportados en la bibliografía para mantillo correspondiente a bosques templados del hemisferio norte, ubicados entre 135 y 170% en su capacidad de campo (recopilados en Helvey y Patric, 1965).

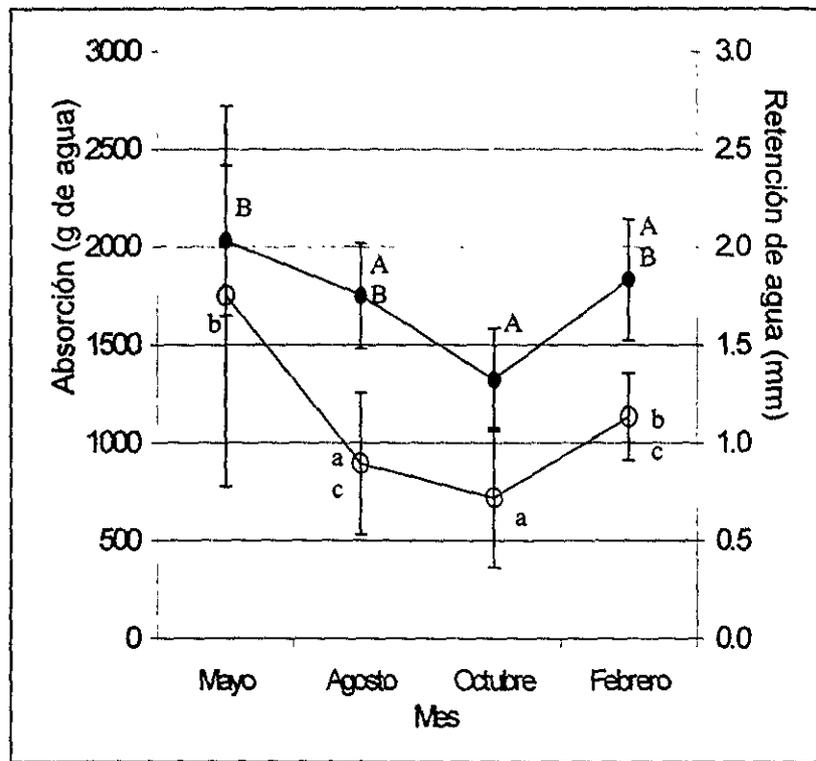


Figura II. 3. Valores medios para absorción de agua (círculos negros) y retención de agua de precipitación simulada (círculos blancos) cada 1000 g de mantillo seco para muestras de mayo, agosto, octubre y febrero.

ii) Retención de agua de lluvia

Los resultados de la simulación de lluvia sobre mantillo seco mostraron que la capacidad media de retención de agua del mantillo del mes de mayo es significativamente mayor que la de aquél del mes de octubre (Figura II.3). El mantillo de agosto y de febrero nuevamente ocupó posiciones intermedias, con características de transición entre las calidades del mantillo de mayo y octubre respecto a esta propiedad. Los valores medios de referencia para retención de lluvia en  $l\ m^{-2}$  o mm, cada 1000 g de mantillo seco son 1.75; 0.89; 0.72 y 1.13 para los meses de mayo, agosto, octubre y febrero respectivamente. Los datos de retención de agua por el mantillo ( $lm$ ) en mm, en función del peso del mantillo ( $M$ ) por unidad de área ( $g\ m^{-2}$ ) mostraron un mejor ajuste a funciones potenciales (Figura II.4). De acuerdo al resultado encontrado en la prueba tipo Tukey, se decidió construir dos curvas que describen esta propiedad según la época del año:

Agosto-Octubre-Febrero

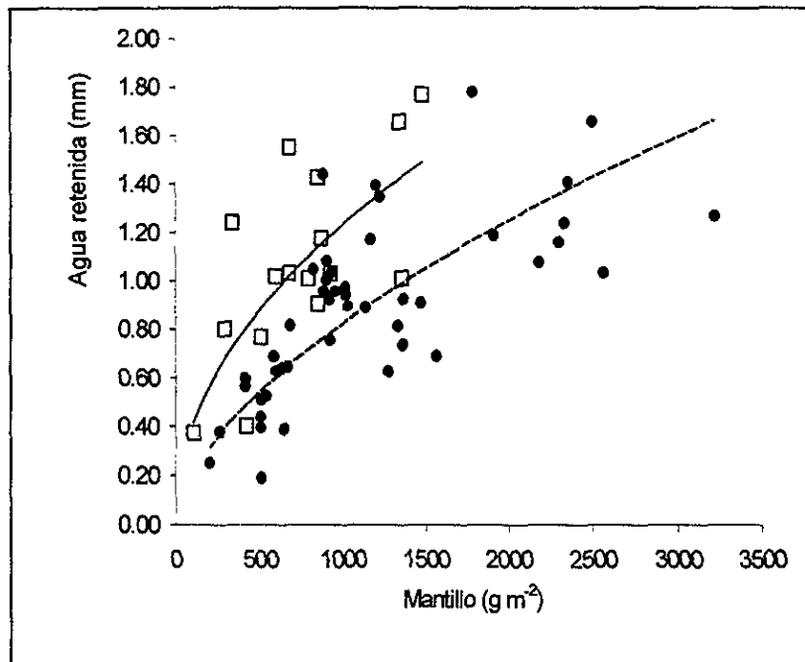
$$I_m = 0.0129 M^{0.6013}$$

$$R^2 = 0.60$$

Mayo

$$I_m = 0.0429 M^{0.4862}$$

$$R^2 = 0.55$$



**Figura II.4.** Relación entre agua interceptada (mm) y peso de mantillo por unidad de área ( $\text{g m}^{-2}$ ), descrita por una función potencial para el BTS de Chamela, Jalisco; para mantillo del mes de mayo (cuadrados blancos), y de agosto-octubre y febrero (círculos negros), y las líneas de tendencia (continua y punteada respectivamente).

Si se relaciona la capacidad de absorción ( $AB$ ) y la de retención ( $I_m$ ) ( $AB/I_m$ ) ambos en litros de agua cada 1000 g de mantillo seco, para determinar calidades de mantillo, obtenemos los índices 1.16; 1.96; 1.84 y 1.62 para los meses de mayo, agosto, octubre y febrero respectivamente. Estas relaciones indican que la cantidad de agua absorbida (Figura II.3, círculos negros) sólo es ligeramente mayor que el agua retenida (círculos blancos) en el mantillo del mes de mayo (índice cercano a 1). Durante agosto y octubre dicha relación aumenta considerablemente, e indica que ese mantillo puede absorber casi dos veces el agua que puede retener en sus superficies. Estos cambios reflejan la fragmentación del material durante la época húmeda y la dominancia de sus propiedades de absorción sobre las de retención. Durante la época seca (mayo), la incidencia de las superficies, y por lo tanto de la retención, está relacionada con la presencia del material entero recientemente

---

depositado en el suelo durante la senescencia de fin de año anterior por lo cual esta relación se acerca paulatinamente a 1 (1.62 y 1.16 para febrero y mayo respectivamente).

Los resultados del trabajo con el mantillo resultaron con una alta variabilidad y un coeficiente de determinación bajo. Esto se debe, posiblemente, a la alta heterogeneidad del material encontrado en el suelo del bosque. Aunque estos ajustes no son del todo buenos, la intención fue capturar lo que ocurre realmente en el suelo del bosque a lo largo del año, por lo que se trabajó con el mantillo sin realizar ningún tipo de selección en sus componentes.

La menor capacidad de absorción de agua y de retención de precipitación del mantillo durante octubre fue un resultado contrario a la hipótesis de trabajo sostenida. Inicialmente se pensó que la mayor descomposición biológica del mantillo de octubre aumentaría su capacidad de retener y absorber agua respecto de aquél de mayo. Sin embargo, los resultados aquí expuestos denotan una importancia relativa no considerada previamente, respecto del efecto de las superficies sin descomposición biológica en el proceso de intercepción de agua por el mantillo.

### *Validación de los modelos para estimar intercepción total*

El Cuadro II.6 describe la situación experimental utilizada para la validación de la intercepción total, con los valores de lluvias individuales (mm), el peso medio del mantillo presente en los colectores ( $\text{g m}^{-2}$ ) y el agua ingresada al suelo mineral medida y esperada, así como el número de colectores utilizado para su cálculo en el conjunto de datos independientes. En la Figura II.5 se contrastan los valores observados con aquellos esperados (recta 1:1). El índice de eficiencia o de bondad de ajuste ( $R^2$ ) calculado para valores de intercepción total fue de 0.99. Puede concluirse que la utilización del modelo de Gash corrido con el parámetro  $E_G$  y los modelos empíricos calculados para la intercepción por el mantillo, produjeron un

ajuste adecuado y pueden ser utilizadas para hacer aproximaciones generales en estudios de balance hídrico en este ecosistema.

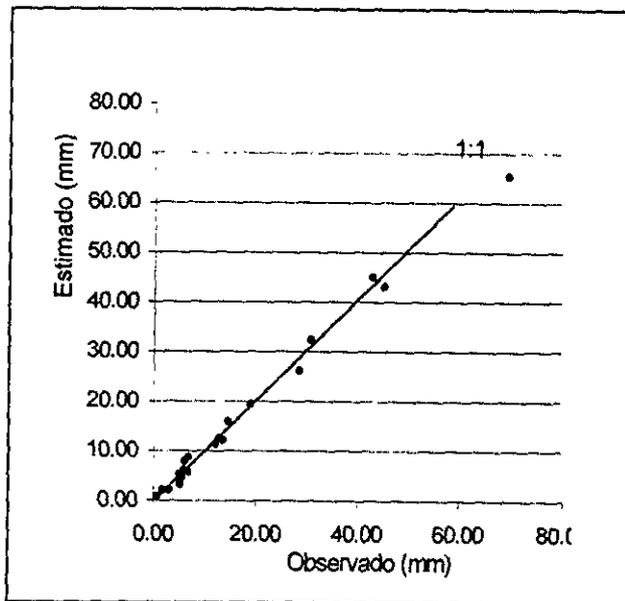


Figura II.5. Valores observados y estimados de agua ingresada al suelo mineral para la situación experimental descrita en el Cuadro II.6.

Cuadro II.6. Valores promedio de agua ingresada al perfil del suelo observada y estimada. Para las estimaciones fueron utilizados las ecuaciones y el modelo parametrizado para cada época del año. n = número de colectores utilizados.

| Epoca | PPT <sub>B</sub> (mm) | Mantillo (g. m <sup>-2</sup> ) | Ingreso de agua al perfil del suelo (mm) |          | n  |
|-------|-----------------------|--------------------------------|--|----------|----|
|       |                       |                                | Observada                                | Estimada |    |
| ASO   | 4                     | 1245                           | 0.74                                     | 0.79     | 12 |
| ND    | 5                     | 981                            | 1.84                                     | 2.17     | 12 |
| ND    | 5                     | 1046                           | 3.06                                     | 2.13     | 11 |
| ASO   | 7                     | 1799                           | 5.09                                     | 3.22     | 7  |
| ND    | 8                     | 1126                           | 5.53                                     | 4.75     | 10 |
| ND    | 9                     | 741                            | 6.78                                     | 5.85     | 4  |
| JJ    | 9                     | 782                            | 5.97                                     | 6.05     | 11 |
| ASO   | 9                     | 1314                           | 5.00                                     | 5.20     | 11 |
| ASO   | 12                    | 1271                           | 6.11                                     | 7.87     | 11 |
| JJ    | 12                    | 1383                           | 6.81                                     | 8.70     | 9  |
| ASO   | 16                    | 1309                           | 12.04                                    | 11.41    | 12 |
| JJ    | 17                    | 1291                           | 12.78                                    | 12.59    | 12 |
| ASO   | 17                    | 1837                           | 13.63                                    | 12.07    | 7  |
| ASO   | 21                    | 1245                           | 14.49                                    | 15.86    | 12 |
| ASO   | 25                    | 1128                           | 18.89                                    | 19.46    | 10 |
| ASO   | 33                    | 1864                           | 28.48                                    | 26.24    | 6  |
| JJ    | 40                    | 1161                           | 30.78                                    | 32.30    | 10 |
| ND    | 51                    | 979                            | 45.23                                    | 43.05    | 11 |
| JJ    | 55                    | 1291                           | 42.96                                    | 45.04    | 12 |
| ASO   | 77                    | 1446                           | 69.36                                    | 65.43    | 7  |

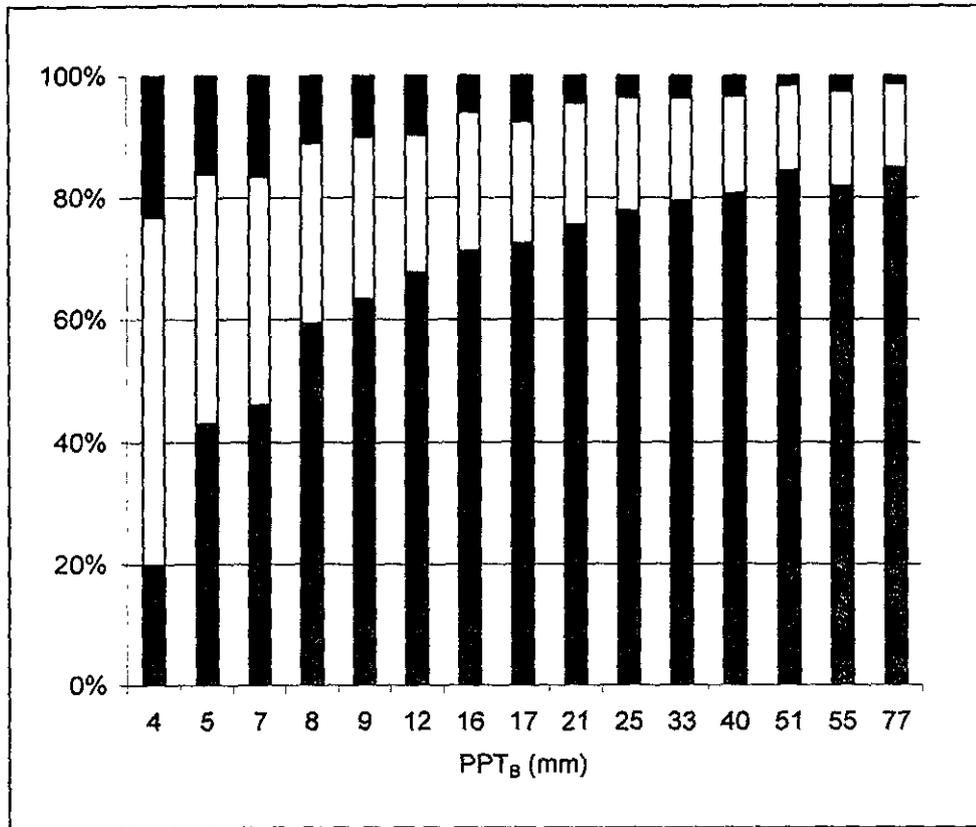
---

## **II. VI - Impacto de los procesos de intercepción en la ecología del Bosque Tropical Seco**

La intercepción de la precipitación por el dosel detectada en el bosque tropical seco de Chamela, México (entre el 18 y el 23%, según la época del año, aunque sin diferencias significativas entre ellos) constituye una proporción importante de la precipitación bruta. Raich (1983) ofrece una lista completa de valores comparativos de lluvia indirecta para varios bosques tropicales del mundo y la región de Chamela se encuentra entre los valores medios de agua interceptada, dentro de los reportados para otros bosques tropicales mesoamericanos: en Panamá, un 19% (Golley *et al.*, 1975); en Puerto Rico con un intervalo entre 30 y 54% (Jordan, 1968; Sollins y Drewry, 1970; Clements y Colon, 1975); Costa Rica entre el 6% (Mc Coll, 1970) y el 32% (Johnson *et al.*, 1977); en Venezuela un 9% (Malaisse, 1978).

La contribución del mantillo en la intercepción total es variable de acuerdo a la distribución de este en el piso del bosque y de la calidad estacional. Para valores promedios de 890 g m<sup>-2</sup>, encontrados en Chamela (Martínez-Yrizar, 1995), la retención por evento es de 0.76 a 1.17 mm de acuerdo a la época, con menor incidencia hacia fin de la estación de lluvias (octubre) y mayor incidencia en las primeras lluvias de la estación de crecimiento (junio) debido a su calidad. Para la cantidad de eventos y precipitación media histórica (51 y 679 mm respectivamente) (García Oliva *et al.*, 1995), se tiene un valor medio de 5.7% de la precipitación bruta retenida en este estrato, calculada con el mantillo presente durante la estación de lluvias (agosto-octubre-febrero). En la Figura II.6 se representó la distribución porcentual del destino del agua precipitada para la situación experimental antes descrita (Cuadro II.6) donde puede verse su dependencia con el volumen de la precipitación. Bajo esas condiciones, el ingreso de agua al suelo mineral rodea sólo el 20% en precipitaciones menores a los 5 mm; se ubica entre el 40 y el 60% para lluvias entre 5 y 8 mm, entre el 60 y el 70% en lluvias de 8 a 16 mm; y entre 70 y 85% en lluvias mayores a este último valor. El patrón de precipitaciones en Chamela sigue una distribución tipo gamma (García Oliva *et al.*, 1995), en la cual la

clase de tormentas menores a 8 mm ocupa el 62% de los eventos. Esto genera una alta incidencia en el ciclo hidrológico de la cobertura vegetal en pie o en el suelo.



**Figura II.6.** Distribución porcentual del destino del agua precipitada según su volumen. Valores para la situación experimental descrita en el Cuadro II.6. Agua ingresada al suelo mineral (porción gris); agua retenida en el dosel (porción blanca) y agua retenida en el mantillo (porción negra)

En términos estrictos del balance hidrológico, esta agua interceptada se pierde del sistema para la recarga del suelo mineral. Pero los procesos de interceptación tienen otras consecuencias funcionales dentro del ecosistema tales como: a) el retraso del consumo de agua edáfica por transpiración mientras el dosel está húmedo (Thorud, 1967; Rutter, 1975); b) el desfase temporal en el paso del agua a través del ecosistema; c) la inhibición de la evaporación directa desde el suelo y la consecuente pérdida del agua que ingresa a los primeros centímetros de suelo (situación dominante durante la época de lluvias) y d) la modificación de las

---

condiciones de humedad relativa del aire por debajo del dosel y sus consecuencias en el inicio de la transpiración. En lugares de suelos someros con una restringida capacidad de almacenaje, como es el caso de este bosque tropical seco, el agua interceptada en el dosel y el mantillo puede evitar el disparo de procesos de escurrimiento sobre todo durante la época de lluvias continuas (septiembre y octubre). Maass y colaboradores (1988) ponderaron las modificaciones en el escurrimiento superficial ocasionadas por cambios en la cobertura y reportaron que la presencia de mantillo en parcelas perturbadas tiene una contribución importante en la drástica disminución de pérdida de suelo. Las modificaciones en la cobertura vegetal, con fines de utilización de este ecosistema deben contemplar el conjunto de procesos a ella vinculados.

---

## **Bibliografía citada**

Brown, J.H.; A.C. Barker. 1970. An analysis of throughfall and stemflow in mixed oak stands. *Water resources research* 6 : 316-323.

Bullock, S. 1986. Climate in Chamela, Jalisco and trends in the south coastal region of Mexico. *Archivos for Meteorology, Geophysics and Bioclimatology, Series B* 36: 297-316.

Cervantes, L. 1988. Intercepción de lluvia por el dosel en una comunidad tropical. *Ingeniería Hidráulica en México. Vol III* : 38 - 43.

Clements, R.G.; J.A. Colon. 1975. The rainfall interception process and mineral cycling in a montane rain forest in Eastern Puerto Rico. En: *Mineral Cycling in South Eastern Ecosystems*. F.G. Howell, J.B. Gentry; M.H. Smith (eds.). U.S. Energy Research and Development Administration, Washington D.C. pp 813-823.

Dunne, T.; L. Leopold. 1978. *Water in Environmental Planning*. W.H. Freeman and Company, San Francisco.

García Oliva, F. 1992. Análisis de tormentas y erosividad de la lluvia en un ecosistema tropical estacional en Chamela, Jalisco, México. Tesis de Doctorado, Instituto de Ecología, UNAM.

García Oliva, F.; J.M. Maass; L. Galicia. 1995. Rainstorm analysis and rainfall erosivity of a seasonal tropical region with a strong cyclonic influence in the Pacific Coast of México. *Journal of Applied Meteorology* 34: 2491- 2498

Gash, J.H.C. 1979. An analytical model of rainfall interception by forests. *Q.J.R. Meteorology Soc.* 105: 43-55.

Gash, J.H.C.; I.R. Wright; C.R. Lloyd. 1980. Comparative estimates of interception loss from three coniferous forests in Great Britain. *Journal of Hydrology* 48: 89-105.

Gash, J.H.; C.R. Lloyd; G. Lachaud. 1995. Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. *Journal of Hydrology* 170: 79-86.

Golley, G.B.; J. McGinnis; R.G. Clements; G.I. Child; M. Deuver. 1975. *Mineral Cycling in a Tropical Moist Forest Ecosystem*. University of Georgia Press. Athens.

Helvey, J.D. 1967. Interception by Eastern White Pine. *Water Resources Research* 3: 723-729.

Helvey, J.D. 1971. A summary of rainfall interception by certain conifers of North America. En: *Biological Effects in the Hydrological Cycle. Proceeding of the Third International Seminar for Hydrology Professors, Indiana, USA*, pp 103-113.

Helvey, J.D., J.H. Patric. 1965. Canopy and litter interception of rainfall by hardwoods of Eastern United States. *Water Resources Research* 1: 193-206.

Helvey, J.D.; J.H. Patric. 1988. Research on interception losses and soil moisture relationships. En: *Forest Hydrology and Ecology at Coweeta*. Swank W. & D. Crossley, Jr., (eds.), Springer-Verlag, Nueva York, pp. 129-137.

Herwitz, S.R. 1985. Interception storage capacities of tropical rainforest canopy trees. *Journal of Hydrology* 77: 237-252.

- Hewlett, J.D. 1982. Principles of Forest Hydrology. The University of Georgia Press. Athens. USA.
- Hutjes, R.W.A.; A. Wierda; A.W.L. Veen. 1990. Rainfall interception in the Tai Forest, Ivory coast: application of two simulation models to a humid tropical system. *Journal of Hydrology* 114: 259-275.
- Johnson, D.W.; D.W. Dole; S.P. Gessel; M.J. Singer; R. B. Minden. 1977. Carbonic acid leaching in a tropical, temperate, subalpine, and northern forest soil. *Arctic and Alpine Research* 4: 329-343.
- Jordan, C.F. 1968. Kinetic of stable element movement in the forest: Water budget of the forest. En: *The Rain forest Projeet Annual Report*. Puerto Rico Nuclear Center Rio Piedras. Kline J.R.; C.F. Jordan; G.E. Drewry (eds.). Puerto Rico, pp. 45-46.
- Lankreijer, H.J.M.; M.J. Hendriks; W. Klaassen. 1993. A comparison of models simulating rainfall interception of forests. *Agricultural and Forest Meteorology* 64: 187-199.
- Lott, E. 1993. Annotated checklist of the vascular flora of the Chamela Bay Region, Jalisco, México. *Occasional papers of the California Academy of Sciences*.
- Lloyd, C.R.; J.H.C. Gash; W.J. Shuttleworth, A de Marques. 1988. The measurement and modelling of rainfall intrception by Amazonian Rain Forest. *Agricultural and Forest Meteorology* 43: 277-294.
- Maass, J. M.; C. F. Jordan; J. Sarukhán. 1988. Soil erosion and nutrient losses in seasonal tropical agroecosystems under various management techniques. *Journal of Applied Ecology* 25: 595-607.
- Maass, J.M.; J.N. Vose; W.T. Swank; A. Martínez-Yrizar. 1995. Seasonal changes of leaf area index (LAI) in a tropical deciduous forest in west México. *Forest Ecology and Management* 74: 171-180.
- Malaisse, F. 1978. The miombo ecosystem. En: *Tropical Forest Ecosystem*, UNESCO, Paris, pp. 589-606.
- Martínez - Yrizar, A. 1980. Tasas de descomposición de materia orgánica foliar de especies arbóreas de selvas en clima estacional. Tesis de Licenciatura, Fac. de Ciencias, UNAM, México,
- Martínez-Yrizar, A.; J. Sarukhán. 1990. Litterfall patterns in a tropical deciduous forest in México over a five-year period. *Journal of Tropical Ecology* 6: 433-444.
- Martínez-Yrizar, A. 1995. Biomass distribution and primary productivity of tropical dry forests. En: *Seasonally Dry Tropical Forests*. Bullock, S. H. Mooney; E. Medina (eds.) Cambridge University Press, pp. 326-345.
- McColl, J. 1970. Properties of some natural waters in a tropical wet forest of Costa Rica. *Bioscience* 20: 1096-1100.
- Moreno, E. 1998. Variación espacial y temporal de la conductancia estomática y del potencial hídrico foliar de una selva baja caducifolia en Chamela, Jalisco, México. Tesis de Licenciatura, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, México, 71 pp.

- Murphy, P. & A. Lugo. 1995. Dry Forests of Central America and the Caribbean. En: *Seasonally Dry Tropical Forests*. Bullock S; H. Mooney & E. Medina (eds.) Cambridge University Press, 1era edición, pp. 9-34.
- Nash, J.E.; J.V. Sutcliffe. 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I - A Discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10: 282-290.
- Pearce, A.J.; L.K. Rowe. 1981. Rainfall interception in multi-storied, evergreen mixed forest: estimated using Gash's model. *Journal of Hydrology*: 49: 341-353.
- Raich, J.W. 1983 Throughfall and stem flow in mature and year-old wet tropical forest. *Tropical Ecology* 24: 234-243.
- Rogerson, T.L.; W.R. Byrnes. 1968. Net Rainfall under hardwoods and red pine in Central Pennsylvania. *Water Resources Research* 4 : 55-57.
- Rowe, P.B.; T.M. Hendrix. 1951. Interception of rain and snow by second-growth ponderosa pine. *Transactions of American Geophysical Union* 32 : 903-908.
- Rowe, L.K. 1983. Rainfall interception by an evergreen beech forest, Nelson, New Zeland. *Journal of Hydrology* 66: 143-158.
- Rutter, A.J. 1975. The Hydrological Cycle in Vegetation. En: *Vegetation and the Atmosphere*, Vol. 1. Monteith, J.L. (ed.). Academic Press, pp 111-154.
- Rutter, A.J.; K.A. Kershaw; P.C. Robins; A.J. Morton. 1971. A predictive model of rainfall interception in forests, I Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican Pine. *Agricultural Meteorology* 9: 367-384.
- Rutter, A.J.; A.J. Morton; P.C. Robins. 1975. A predictive model of rainfall interception in forests. II. Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. *Journal of Applied Ecology* 12: 367-380.
- Rutter, A.J.; A.J. Morton. 1977. A predictive model of rainfall interception in forests. III. Sensitivity of the model to stand parameters and meteorological variables. *Journal of Applied Ecology* 14: 567-588.
- Rzedowski, J. 1978. *Vegetación de México*. Ed. Limusa, pp.189-203.
- Sarukhán, J.; J.M. Maass. 1990. Bases ecológicas para un manejo sostenido de los ecosistemas: el sistema de cuencas hidrográficas. En: *Medio Ambiente y Desarrollo en México*, Vol. 1. UNAM (CIIH); Porrúa, El Leff (Ed.), pp. 81-114.
- Solins, P.; G. Drewry. 1970. Electrical conductivity and flow rate of water through the forest canopy. En: *A Tropical Rain Forest*. Odum H.T.; R.F. Pigeon (eds.) Atomic Energy Commission, U.S. Washington D.C., pp. H 137- H 153.
- Thorud, D. H. 1967. The effect of applied interception on transpiration rates of Potted Ponderosa Pine. *Water Resources Research* 3: 443-450.
- Waring, R.H.; W.H. Schlesinger. 1985. Hydrology of forest ecosystems. En: *Forest Ecosystems, Concepts and Management*. Academic Press, Inc, pp. 94-120.
- Zar, J. 1996. *Biostatistical Analysis*. Prentice Hall.

---

## **Capítulo III**

### **"Aspectos de la hidrología del Bosque Tropical Seco: evapotranspiración y déficit hídrico"**

#### *Resumen*

*Este trabajo abordó el análisis de la evapotranspiración real (ETR) y la demanda atmosférica (ETP) en el ecosistema de Bosque Tropical Seco en Chamela, Estado de Jalisco, México, para un período de ocho meses (julio 97 a febrero 98). Se hizo particular énfasis en la evaluación del desempeño del método razón de Bowen-balance de energía (BREB), para la determinación de ETR en este ecosistema y se la comparó con cálculos alternativos. Se analizó la cuantificación de ETP bajo distintas aproximaciones (tanque evaporímetro, ecuación de Penman para superficies de agua libres y de Penman-Monteith para superficies con vegetación), comparando los resultados.*

*En términos generales, el desempeño del método BREB fue aceptable dentro de las limitaciones reportadas en la bibliografía, en particular en los meses más húmedos. Los valores mensuales de ETR por BREB coincidieron con aquellos calculados por la ecuación de Penman-Monteith (con diferencias entre +6.7 y -14.5%). Sin embargo, se registraron discrepancias con el cálculo de ETR por el método del balance hídrico (+44.6%). Estas discrepancias fueron atribuidas a dos posibles razones:!) la influencia de flujos de calor latente provenientes de vegetación subcaducifolia aledaña a la subcuenca de estudio e inmersa dentro del área de influencia del sistema de medición ó 2) la descalibración de los psicrómetros (aunque su desempeño en términos del análisis de sus gradientes de  $\Delta T$  y  $\Delta e$  fue razonable). El Bosque Tropical Seco de Chamela mostró tasas de evapotranspiración real de 4.8 mm d<sup>-1</sup> en julio y 3.4 mm d<sup>-1</sup> en septiembre, altas pero que no cubren totalmente las demandas de las tasas diarias de ETP. Estas tasas de ETR en Chamela fueron un 17% superiores, en promedio para los meses de lluvias (julio a noviembre), que aquellas calculadas para el bosque húmedo de Barro Colorado en Panamá, ecosistema en el cual la ETR está gobernada por la demanda atmosférica.*

*La evapotranspiración potencial arrojó valores de 1097 y 1267 mm (para el período julio-febrero) calculada por los métodos de Penman y por Penman-Monteith respectivamente. La evapotranspiración potencial mensual máxima para dicho período fue de 156 mm (para los meses de julio y agosto) y la mínima fue de 120 mm (noviembre y diciembre).*

#### **III. I - Introducción**

La evapotranspiración, el proceso que regula el paso del agua líquida a su fase de vapor dentro del ciclo hidrológico, constituye la componente dominante dentro del balance hídrico, en la mayoría de los ecosistemas forestales del mundo (Hillel, 1971; Kimmins, 1987). Este es un proceso vinculado directamente a la

---

producción de biomasa de un ecosistema, que requiere del suministro simultáneo de agua y energía (Hillel, 1971, Stephenson, 1990), por lo cual ambos balances interactúan como distintos aspectos del mismo proceso dentro del ecosistema. La temperatura y el balance entre precipitación y evapotranspiración son particularmente importantes, dado que ellos determinan, en gran medida, la tasa a la cual ocurren las reacciones químicas y biológicas (Aber y Melillo, 1991).

Los bosques tropicales secos o estacionales o sus equivalentes selvas bajas caducifolias, que ocupan el 49% de las áreas vegetadas de América Central y el Caribe (Murphy y Lugo, 1995), tienen un patrón marcadamente estacional en la disponibilidad de agua (Murphy *et al.*, 1989). Las temperaturas medias mensuales son propicias para la actividad biológica durante todo el año, por lo que el agua se convierte en la principal limitante para la producción de biomasa. El conocimiento de los ritmos particulares de evapotranspiración real, de las modificaciones que éstos sufren a medida que transcurre la época de lluvias y de su relación con la demanda atmosférica (evapotranspiración potencial), permite comprender aspectos funcionales importantes vinculados a su productividad.

La estimación de la evapotranspiración real (*ETR*) usualmente se realiza por la aproximación hidrológica, en la cual *ETR* es la componente incógnita dentro de la ecuación de balance hídrico (Rosenberg, 1983). Alternativamente, la *ETR* puede ser estimada a través del método de la razón de Bowen-balance de energía (*BREB*). Esta aproximación ha sido ampliamente evaluada y contrastada con otras técnicas de estimación de los flujos evapotranspirativos (Thom *et al.*, 1975; Papakyriakou y McCaughey, 1991; Malek y Bingham, 1993); y es reconocida como una de las más seguras (Malek, 1992) y con una sólida base conceptual. A diferencia de la técnica del balance hídrico, el método *BREB* estima *ETR* de manera independiente a partir del cálculo del flujo de calor latente ( $\lambda E$ ). Muchos trabajos realizados en torno a este método se han ocupado de reconocer las dificultades derivadas del uso de instrumental de alta precisión necesario para llevar este método adelante, del control de calidad de los datos resultantes y los análisis del error (Revfeim y Jordan, 1976; Angus y Watts, 1984; Tattari *et al.*, 1995) y de la variabilidad inherente a las variables micrometeorológicas medidas (Federer, 1968; Droppo y Hamilton, 1973).

---

Si bien el término evapotranspiración potencial (*ETP*) ha abierto algunas controversias entre los climatólogos, una definición básica aceptada es "la tasa de evaporación que puede tener lugar por unidad de área si la parcela de vegetación se encuentra en el medio de una franja de tierra continua y similarmente cubierta de vegetación; y cuya capacidad de humedad del suelo fue completamente abastecida de manera que la absorción por las plantas no puede ser inhibida" (Hewlett, 1982). En teoría, la *ETR* nunca puede exceder *ETP*. Sin embargo, la estimación de *ETP* está fuertemente limitada por el método, es decir que su cálculo está mediatizado por la utilización de una aproximación analítica, dada la imposibilidad práctica de su medición bajo las condiciones de la definición dada.

La asociación de valores estimados de *ETR* y de *ETP* permite alcanzar una mayor comprensión de la dinámica del agua dentro del ecosistema. El objetivo principal de este trabajo es analizar la dinámica de la evapotranspiración en el ecosistema de Bosque Tropical Seco de Chamela, Jalisco, México. Para ello propone:

- (1) determinar la evapotranspiración real (*ETR*) con el método de la razón de Bowen-balance de energía (BREB) y analizar el desempeño de este método en el caso particular del Bosque Tropical Seco de Chamela, Jalisco, México y
- (2) calcular la demanda atmosférica (*ETP*) para valores diarios y mensuales y establecer los períodos de déficit hídrico dentro del sistema.

### **III. II - Sitio de estudio**

El área de estudio corresponde a la Estación de Biología de Chamela, a cargo del Instituto de Biología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), en el Estado de Jalisco, México (19° N, 105° O), la cual forma parte de la Reserva de la Biósfera Chamela-Cuixmala. Allí se desarrolla el *Proyecto Cuencas de Chamela* cuyo primer objetivo es generar información sobre distintos aspectos de la

estructura y función del ecosistema de Bosque Tropical Seco en una situación sin perturbar (Sarukhán y Maass, 1990; Maass *et al.*, 1994). La región tiene un clima sub húmedo estacional, con una precipitación media anual de 672 mm (1983-1990). El 90% de las lluvias están concentradas entre los meses de junio y octubre (García Oliva *et al.*, 1995). La temperatura media anual es de 25° C; los intervalos de máximas y mínimas mensuales son 29.1 °C a 32.0 °C y 14.8 °C a 22.9 °C respectivamente (Bullock, 1986).

El trabajo se llevó a cabo sobre una pequeña subcuenca de 16 ha de extensión (Figura III.1), cuyo cauce central tiene una longitud de 450 m. Las rocas principales son granitos y riolitas sumamente fracturadas. El cauce central se encuentra en una fractura con un rumbo este-oeste y divide a la cuenca en dos grupos de laderas. También hay dos fallas que la cruzan transversalmente, lo que ha provocado que la cuenca se encuentre dividida en tres pisos altitudinales (alto, medio y bajo) (Galicia *et al.*, 1995.).

La vegetación de la Estación de Biología corresponde a dos tipos: Bosque Tropical Caducifolio (o Selva Baja Caducifolia) que ocupa laderas y zonas altas de las cuencas y la Selva Mediana Subcaducifolia restringida a las márgenes de los arroyos transitorios (Rzedowski, 1978; Lott, 1985; Lott *et al.*, 1987). La marcada

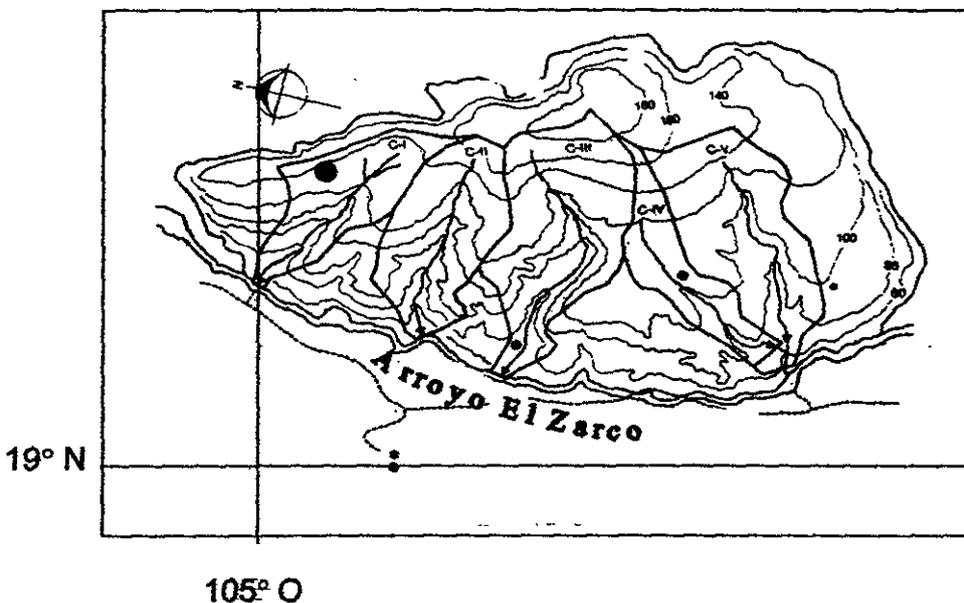


Figura III.1 Ubicación de la Cuenca de Estudio (C- I) y de la torre micrometeorológica (círculo negro) en Chamela, Jalisco, México.

estacionalidad en este tipo de vegetación se expresa claramente en los ritmos de crecimiento del dosel y caída de hojarasca, los cuales están acoplados a la disponibilidad de agua en el ecosistema (Martínez-Yrizar y Sarukhán, 1990) y permiten distinguir claramente dos estaciones: una húmeda (junio a noviembre, con follaje desarrollado) y una seca (diciembre a mayo, con follaje prácticamente ausente). Las variaciones del índice de área foliar se ubican entre 4.5 – 4.9 m<sup>2</sup> m<sup>-2</sup> en la época de lluvias y 1.1 m<sup>2</sup> m<sup>-2</sup> en la seca (Maass *et al.*, 1995). El estrato superior del dosel alcanza una altura media de 12 m en las laderas y 20 m en la cuenca baja y zonas aledañas a los arroyos (A. Pérez-Jiménez; comun. pers.). La biomasa en pie fue estimada en 10.4 kg.m<sup>-2</sup> (Martínez-Yrizar, 1995).

### **III. III – Consideraciones teóricas: los métodos**

#### *Descripción del método BREB*

El balance de energía se basa en la primera ley de la termodinámica, según la cual la energía no se crea ni se destruye, sólo se transforma. Bajo este principio, una forma completa de expresión del balance de energía es (Thom, 1975):

$$R_n - C - \lambda E - A_d - G - J - \mu A = 0 \quad \text{[III.1]}$$

donde los componentes constituyen ingresos ( $R_n$ ), pérdidas ( $C$ ,  $\lambda E$ ,  $A_d$ ) o almacenajes ( $G$ ,  $J$ ,  $\mu A$ ) dentro del balance y son expresados en unidades de energía por unidad de superficie (como  $W m^{-2}$ ). Ellos son:

$R_n$ : radiación neta,

$C$ : flujo de calor sensible o la energía que caldea la masa de aire,

$\lambda E$ : flujo de calor latente, o la utilización de la energía en evapotranspiración, como producto de la tasa de evaporación de agua ( $E$ ), y  $\lambda$ , el calor latente de vaporización del agua (2.430 MJ kg<sup>-1</sup>, a 30 °C),

---

Ad: tasa neta a la cual la energía es removida horizontalmente por advección,

G: tasa a la cual el calor es almacenado en el suelo,

J y  $\mu A$ : términos misceláneos de almacenaje físico y bioquímico de energía, a través de la fotosíntesis y calentamiento de tejidos vegetales. Este término suele ser menor que el error experimental (Rosenberg, 1983), y menor al 5% de  $R_n$  (Hillel, 1971) por lo cual es despreciado.

La convención de signos adoptada es positivo (+) cuando el flujo es hacia la superficie terrestre y negativo (-) cuando el flujo es desde la superficie terrestre.

Bowen (1926) estableció la relación entre el calor sensible ( $C$ ) y el calor latente ( $\lambda E$ ), conocida como razón de Bowen ( $\beta$ ) [ec. III.2]. Su asociación con la ecuación de balance de energía [ec. III.1], bajo el supuesto de que no existe advección (el término Ad) y despreciando los términos de almacenaje físico y bioquímico ( $J$  y  $\mu A$ ), permite determinar el valor de la evapotranspiración real ( $ETR$ ) [ecs. III.3 y III.4]. La partición entre los flujos de calor latente y sensible que se puede realizar a partir del conocimiento de la razón de Bowen ( $\beta$ ), permite individualizar los momentos de predominio de la  $ETR$  (cuando  $\beta$  es cercana a 0) o de predominio de los flujos convectivos por calentamiento de la masa de aire cercana a la superficie (cuando  $\beta > 1$ ) propios de los momentos de déficit hídrico.

Para determinar el valor de  $\beta$  es necesario conocer los perfiles de temperatura y presión de vapor a dos alturas sobre la vegetación pero dentro de su capa de flujo constante (Thom, 1975). Esto permite el cálculo de gradientes de temperatura del aire ( $\Delta T$ ) y de presión de vapor ( $\Delta \theta$ ), entre dos alturas conocidas, que, junto a  $\gamma$ , la constante psicrométrica, son necesarios para la determinación de  $\beta$  [ec. III.2]. El cálculo de  $ETR$ , entonces, surge de la aplicación de las siguientes ecuaciones (Thom, 1975; Jones 1992):

$$\beta = C/\lambda E = \gamma (\Delta T/ \Delta e) \quad \text{(III.2)}$$

$$\lambda E = (R_n - G) / (\beta + 1) \quad \text{(III.3)}$$

$$E = ETR = (R_n - G) / \lambda (\beta + 1) \quad \text{(III.4)}$$

donde todos los símbolos ya han sido definidos.

La presión de vapor de agua del aire ( $e$ ) se calcula desde los registros de temperatura del bulbo seco ( $T_a$ ) y del bulbo húmedo ( $T_h$ ) en los psicrómetros, según la siguiente relación (Jones, 1992):

$$e = e_{s(T_h)} - \gamma (T_a - T_h)$$

donde

$$e_{s(T_h)} = a \exp \left\{ \frac{b \cdot T_h}{c + T_h} \right\}$$

$e$ : presión de vapor de agua del aire (kPa),

$e_{s(T_h)}$ : presión de vapor de agua del aire a saturación a la temperatura del bulbo húmedo (kPa),

$\gamma$ : constante psicrométrica (0.066 kPa K<sup>-1</sup>),

$T_a$ : temperatura del bulbo seco (°C),

$T_h$ : temperatura del bulbo húmedo (°C),

$a$ : coeficiente 0.0611,

$b$ : coeficiente 17.502,

$c$ : coeficiente 240.97,

exp: número  $e$  (2.71 aprox.)

Se ha demostrado el buen desempeño del método BREB en ecosistemas planos como pastizales o cultivos o bosques templados monoespecíficos (Malek y Bingham, 1993; Wicke y Bernhofer, 1996). Adicionalmente, la pequeña magnitud de los gradientes a detectar por encima del dosel, y la calidad del instrumental utilizado (estabilidad en la calibración y resolución apropiada), influyen notoriamente en el éxito de las determinaciones. Para amortiguar el error sistemático ocasionado por el instrumental, algunos trabajos sugieren el uso de psicrómetros de intercambio (Wicke y Bernhofer, 1996) lo que ha arrojado resultados satisfactorios, aunque su

utilización en lugares retirados se ve limitada por los requerimientos de energía (baterías, luz eléctrica) adicional a la ya necesaria para el funcionamiento de los ventiladores. Dadas las limitaciones mencionadas, en este trabajo se utilizaron psicrómetros fijos que serán descriptos posteriormente (*ver Sistema de Medición*).

### *Control del desempeño del método BREB*

El desempeño del método BREB fue evaluado desde el punto de vista del instrumental y del análisis de los gradientes de presión de vapor ( $\Delta e$ ) y de temperatura ( $\Delta T$ ). Para ello, se controló la calibración de los termómetros al finalizar el período de recolección de datos analizados en este trabajo, (la cual será descrita en *Instrumental y Período de estudio*). Para el análisis de  $\Delta T$  y  $\Delta e$ , se aplicaron los criterios de Ohmura (1982). Esta evaluación utiliza criterios objetivos que se basan en respetar la consistencia entre las direcciones de los flujos de calor sensible y latente y la de los gradientes. Para que los datos de la razón de Bowen sean autoconsistentes,  $\beta$  sólo puede tomar cierto rango de valores, desarrollados en el Cuadro III.1.

**Cuadro III.1.** Combinaciones autoconsistentes de los sentidos de los gradientes de temperatura ( $\Delta T$ ) y presión de vapor ( $\Delta e$ ), flujo de calor latente ( $\lambda E$ ) y valores de razón de Bowen ( $\beta$ ) (modificado de Angus y Watts, 1984).

| Cuando $(R_n - G)$ es: | Si: y:<br>Entonces: |                |         | Entonces $\lambda E$ es (*):     |
|------------------------|---------------------|----------------|---------|----------------------------------|
|                        | $\Delta T$ (*)      | $\Delta e$ (*) | $\beta$ |                                  |
| + (día)                | +                   | +              | +       | Siempre positivo                 |
|                        | -                   | +              | -       | Positivo sólo para $ \beta  < 1$ |
| - (noche)              | -                   | -              | +       | Siempre negativo                 |
|                        | -                   | +              | -       | Positivo sólo para $ \beta  > 1$ |

(\*) Positivo es dirigido desde la superficie

---

Estos criterios permiten descartar valores de  $\beta$  que rompen los principios de la física atmosférica. Por ejemplo, durante el día,  $\beta$  no puede adoptar valores más negativos que -1, pues, con base en la ecuación III.3, esto correspondería a un flujo de calor latente negativo (hacia la tierra), lo cual no puede ocurrir durante el día, cuando  $Rn-G > 0$ . Otras inconsistencias aparecen cuando  $\beta$  es exactamente -1 pues la ecuación III.3 no tiene solución. Asimismo, se ha detectado un aumento del error cuando  $\beta$  se acerca a ese valor (Ohmura, 1982). El cálculo del error para la razón de Bowen y para  $ETR$  fue desarrollado por Angus y Watts (1984) y por Wicke y Benhofer (1996). Estos autores estipularon que errores de  $\pm 50\%$  en  $\beta$  sólo producen un 10 % de error en  $ETR$ , cuando  $ETR$  es cercana a  $ETP$  ( $-0.2 < \beta < 0.2$ ). Esto significa que aún si  $\beta$  es pobremente medida, la seguridad relativa del valor computado de  $\lambda E$  es alta. A medida que el agua está menos disponible para la vegetación,  $\beta$  incrementa y el error relativo en  $\lambda E$  debido al error en  $\beta$  es mayor. Por lo tanto, este método resulta más y más sensible a errores en la medición de los gradientes bajo condiciones secas, con grandes flujos de calor sensible.

Los criterios fueron aplicados a todo el conjunto de datos, pero se describieron estadísticamente para los meses de agosto 97 (mes seco dentro de estación húmeda) con pocos y pequeños eventos de precipitación; septiembre 97 (mes muy húmedo); enero 98 (mes seco en estación seca) y febrero (sequía acentuada) para medir de alguna forma el comportamiento general del sistema de medición.

### *Análisis comparativo de la evapotranspiración real*

El cálculo de  $ETR$  por el método BREB ( $ETR_B$ ) fue contrastado con la  $ETR$  calculada a través de la ecuación de Penman-Monteith ( $ETR_{PM}$ ) (Monteith, 1965). Esta ecuación contempla la definición de la resistencia aerodinámica ( $R_H$ ) para el ecosistema de estudio y la resistencia estomática del dosel ( $R_d$ ). Para definir la primera para Chamela, se adoptó el criterio propuesto por Lankreijer *et al.* (1993) y

Campbell (1977) de reconocer diferencias en los parámetros de rugosidad para el calor y para el momento, escogiendo las relaciones empíricas aconsejadas para bosques tropicales (ver simbología). La ecuación es (Monteith, 1965):

$$ETR_{PM} = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho C_p \delta e / R_H}{\lambda \{\Delta + \gamma (1 + R_d / R_H)\}} \quad \text{[III.5]}$$

con

$$R_H = \frac{1}{k^2 u} \ln((z - d) / z_H) \ln((z - d) / z_M)$$

donde, adicionalmente a los términos ya definidos:

$\Delta$ : pendiente de la curva de presión de vapor a saturación (mbar K<sup>-1</sup>),

$\rho$ : densidad del aire (1.164 kg m<sup>-3</sup>, a 30 °C),

$C_p$ : calor específico del aire a presión constante (1012 J kg<sup>-1</sup> °K<sup>-1</sup>),

$\delta e$ : déficit de presión de vapor (mbar) calculado como

$$\delta e = e_{s(T_a)} - e \quad (\text{con ambos términos ya definidos}),$$

$R_H$ : resistencia aerodinámica (s m<sup>-1</sup>),

$R_d$ : resistencia del dosel (s m<sup>-1</sup>),

$\gamma$ : constante psicrométrica (0.668 mbar °K<sup>-1</sup>, a 30 °C),

$\lambda$ : calor latente de vaporización del agua (2.430 MJ kg<sup>-1</sup>, a 30 °C),

$k$ : constante de Von Karman (0.41),

$u$ : intensidad del viento a la de la medición (m s<sup>-1</sup>)

$z$ : altura del anemómetro sobre la superficie terrestre (19 m)

$d$ : desplazamiento del plano cero (equivalente a 0.86 h; según Shuttleworth, (1990), citado por Hutjtes *et al.*, (1990) para bosques tropicales naturales)

$z_M$ : parámetro de rugosidad del momento (equivalente a 0.06 h; idem anterior)

$z_H$ : parámetro de rugosidad del calor (equivalente a 0.14  $z_M$ ; Lankreijer *et al.*, 1993)

$h$ : altura de la vegetación (12 m)

La resistencia del dosel ( $R_d$ ) fue derivada de datos de conductividad estomática del dosel ( $g$ ) para el mismo sitio de estudio tomados durante la estación

de crecimiento anterior (Moreno, 1998). Los valores medios reportados en ese trabajo fueron de  $710 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  para el mes de septiembre (lluvias);  $550$  y  $420 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  para julio y noviembre (transición entre estaciones) respectivamente y  $84.8 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  para el mes de marzo (secas). La conversión de variables y unidades fue realizada a través de la siguiente relación (Jones, 1992):

$$\frac{g \text{ (expresado en } \text{mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}\text{)}}{39.7} = g \text{ (expresado en } \text{mm s}^{-1}\text{)} \quad (\text{a } 30 \text{ } ^\circ\text{C})$$

$$y \quad R_d \text{ (s m}^{-1}\text{)} = 1000 \frac{1}{g \text{ (mm s}^{-1}\text{)}} \quad [\text{III.6}]$$

Esta conversión arrojó valores de  $R_d$  de  $55.86$ ;  $72.18$ ;  $94.52$  y  $470.38 \text{ sm}^{-1}$  para los meses de septiembre, julio; noviembre y marzo respectivamente.

Las comparaciones en el cálculo de  $ETR$  se realizaron para los dos meses de menor variabilidad interanual en los patrones de precipitación de septiembre y enero (García Oliva *et al.*, 1995). Para estos dos tiempos podemos suponer que la conductividad del dosel es similar entre años. Adicionalmente se consideró un mes de transición (noviembre) aunque estos períodos de transición pueden estar más sujetos a variaciones pues constituyen el inicio y fin de la temporada de lluvias, etapas altamente variables entre años. Para el cálculo de  $ETR_{PM}$ , las variables  $R_n$ ,  $\delta e$  y  $u$ , fueron computados como valores mensuales promedios para las horas diurnas ( $R_n > 0$ , 8 a 18 h).

Como cálculo alternativo de  $ETR$  se utilizó la aproximación del balance hídrico ( $ETR_{BH}$ ) para la cuenca de estudio, para un lapso comprendido entre el 1 de julio y el 14 de agosto de 1997, fechas en las que se realizó un muestreo de suelo ( $n = 30$ ) y se determinó su humedad por gravimetría. El contenido de agua del suelo expresado en lámina fue calculado según las propiedades medias del suelo caracterizadas para la misma subcuenca de estudio en Chamela por Galicia y colaboradores (1995). Debido a las fracturas presentes en la subcuenca de estudio, se restringió este análisis al lapso en el cual no existió ningún evento de

escurrimiento detectado por el sistema de vertedor y limnógrafo instalados en la cuenca de estudio. Esto nos permite suponer que tampoco existió drenaje profundo en ese lapso, debido a las pendientes pronunciadas de las laderas (ver detalles en *Capítulo IV*). Por lo tanto  $ETR_{BH}$  fue calculada como:

$$ETR_{BH} = PPT_B - \Delta A \quad [III.7]$$

donde

$PPT_B$ : precipitación bruta (mm)

$\Delta A$ : cambio en el almacenaje de agua del suelo (mm)

### *Cálculo de la evapotranspiración potencial*

El valor de la evapotranspiración potencial ( $ETP$ ) para Chamela se estimó según tres aproximaciones: la ecuación de Penman (1948) ( $ETP_p$ ) para superficies de agua libre [ec. III.8] (Dunne y Leopold, 1978) para las condiciones de intensidad del viento y déficit de presión de vapor para encima del dosel; la ecuación de Penman-Monteith para cuando la resistencia del dosel ( $R_d$ ) es cero ( $ETP_{PM}$ ) (Rutter, 1975) [ec. III.9] y datos medidos desde un tanque evaporímetro tipo Pan A ( $ETP_T$ ) (Rosenberg, 1983).

$$ETP_p = \frac{\Delta / \gamma H + Ea}{\Delta / \gamma + 1} \quad [III.8]$$

con

$$Ea = (0,013 + 0,00016 u) \delta e$$

$$ETP_{PM} = \frac{\Delta Rn + \rho C_p \delta e / R_H}{\lambda (\Delta + \gamma)} \quad [III.9]$$

donde, adicionalmente a los símbolos ya definidos:

H: es la radiación neta en unidades de evaporación ( $Rn/\lambda$ ) ( $cm \text{ día}^{-1}$ )

Ea: expresa la transferencia de masa a la evaporación ( $cm \text{ día}^{-1}$ )

u: intensidad del viento ( $km \text{ día}^{-1}$ )

---

### **III. IV – Sistema de medición**

#### *Torre micrometeorológica.*

Los datos de base fueron tomados desde una torre micrometeorológica de 21 m de altura, ubicada en la sección media de la subcuenca de estudio, sobre una ladera con pendiente de 26° expuesta al sur (ver Figura III.1; p. 58). El entorno de la torre está completamente cubierto de vegetación y corresponde a un bosque tropical caducifolio en las laderas y parte alta de la subcuenca, aunque la vegetación varía a una selva baja subcaducifolia en su parte más baja y en el exterior a ella sobre el arroyo. El Zarco. El borde más próximo de la zona con vegetación es el Océano Pacífico que se encuentra a 2000 m, y de donde proviene el viento dominante. La altura mayor a la cual se realizaron las mediciones fue de 19 m (7 metros sobre la altura media del dosel), por lo que el área que influye sobre el sistema de medición ("fetch") corresponde a alrededor de 700 metros en la dirección de donde proviene el viento (Thom, 1975).

Según la experiencia reportada para el registro de las variables meteorológicas (Federer, 1968; Droppo y Hamilton, 1973; Blackie y Simpson, 1993) normalmente es suficiente operar con una estación meteorológica en un sitio representativo dentro de una cuenca, particularmente cuando los rangos de altitud dentro de la cuenca son pequeños y la vegetación corresponde a un sólo tipo. El rango máximo de altitud dentro de la cuenca en Chamela es de 120 m (30 – 150 msnm).

#### *Instrumental y período de estudio*

El instrumental utilizado consistió de un radiómetro neto tipo NR1-UM-1, dos psicrómetros ventilados del tipo VP1-UM-2, dos sensores de flujo de calor en el suelo tipo QG1-UM-1, y un anemómetro del tipo AN1-UM-2 (todos ellos de Delta-T Devices, Ltd.). Todos los sensores se conectaron a un acumulador de datos (Data Logger Delta-T Devices, Ltd.), el cual tomó una lectura cada 30 minutos.

Los psicrómetros fueron ubicados a 15 y 19 m sobre la superficie del suelo (3 y 7 m sobre el dosel) y su resolución es de 0.01 °C. Para la calibración de los termómetros, se los colocó con todos los bulbos en condiciones secas, en una cámara cerrada durante 72 h. De acuerdo a las diferencias en los registros de los termómetros de ese ambiente cerrado, se sacaron factores de corrección que fueron aplicados a los datos registrados. Este mismo procedimiento se realizó al finalizar el período de toma de datos para verificar la estabilidad en el instrumental de medición. El tiempo de ventilación del bulbo húmedo, previo a la lectura se fijó en 5 minutos, calculados según el tiempo requerido para la estabilización del aire en su entorno.

El análisis comprendió el lapso entre junio de 1997 y febrero 1998. Este período corresponde a la estación de lluvias y las condiciones de precipitación y temperatura media históricas y para el lapso de estudio están graficadas en la Figura III.2

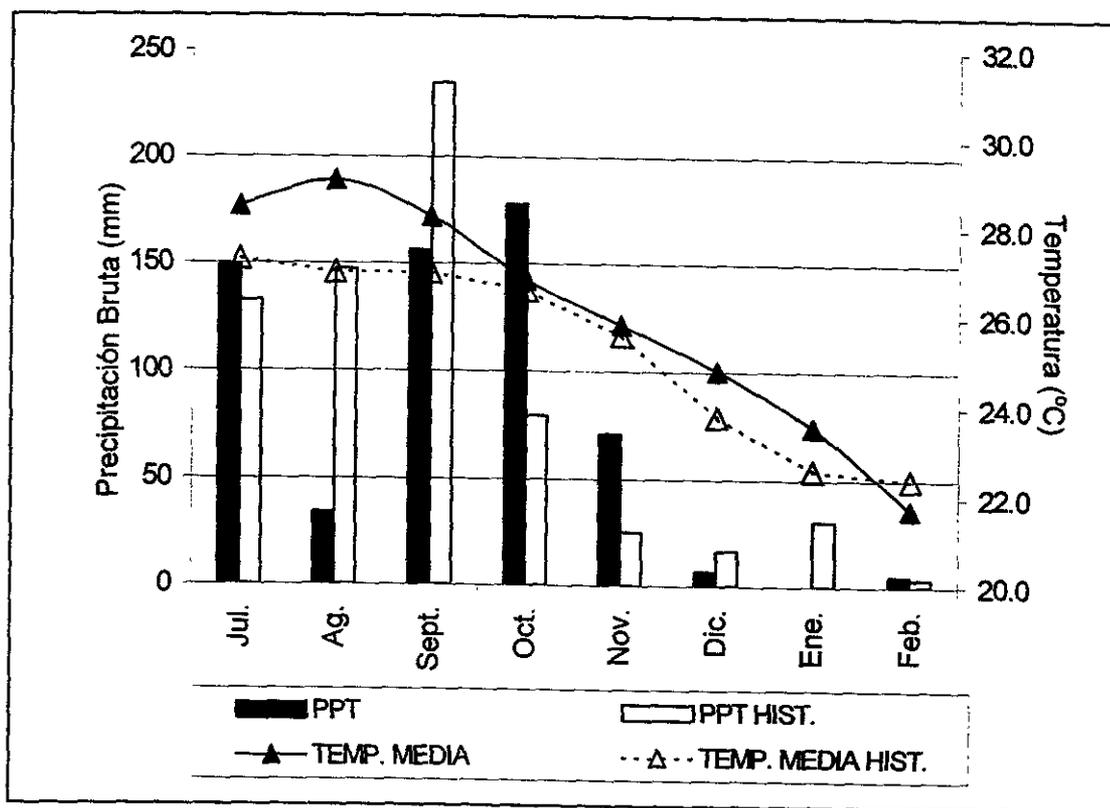


Figura III.2. Condiciones climáticas de precipitación y temperatura en sus valores medios históricos (datos de Bullock, 1986) y durante el lapso de estudio.

---

### **III. V -Resultados y discusión**

#### *Desempeño del método BREB*

##### *a) Control del instrumental*

Cuando se realizó la re-calibración de los psicrómetros hacia el final del ciclo hidrológico analizado, se encontraron diferencias entre los factores de corrección calculados al inicio y al final del ensayo de los termómetros de los bulbos secos y húmedos de los dos psicrómetros. Las variaciones detectadas en los termómetros entre ambas fechas se ubicaron entre 0.024 y 0.106 °C. Esto incorporó ruido en los cálculos finales de flujo de calor latente ( $\lambda E$ ), debido a que los gradientes que deben ser detectados en el perfil del aire sobre el dosel son también muy pequeños. Sin embargo, para períodos húmedos, un 50% de error en  $\beta$  sólo incide en alrededor de un 10% en la determinación final de  $\lambda E$ , como fue explicado anteriormente (*Control del desempeño del método BREB*); por lo que los efectos de la descalibración del instrumental se hacen más importantes a medida que aumenta la sequía en el sistema.

##### *b) Criterios de rechazo de $\beta$*

Como se mencionó en la metodología, el uso de la razón de Bowen para calcular los flujos evapotraspirativos parte de varios supuestos que no siempre se cumplen. Por ejemplo la condición de no advección. Es por esto importante analizar las condiciones imperantes al momento de la medición, para determinar si el valor registrado puede ser utilizado o debe ser desechado por no cumplir alguno de los supuestos. Este es un problema ampliamente conocido en la literatura y es por ello que se aplican criterios que permiten depurar las bases de datos a fin de contar para los cálculos sólo con las lecturas más confiables.

La aplicación del criterio de Ohmura (1982) y el análisis de la autoconsistencia de los gradientes  $\Delta T$  y  $\Delta e$  (Cuadro III.1) para los meses de agosto, septiembre,

enero y febrero, arrojó que durante los tres primeros  $\beta$  fue rechazada para las horas nocturnas y para los momentos de atardecer y amanecer. Si se analiza en términos porcentuales, (Cuadro III.2), ésto constituyó entre el 48 y el 58% del total de registros diarios obtenidos, es decir de 48 lecturas (mediciones cada 30 minutos). Si se computan los rechazos para horas diurnas únicamente ( $Rn>0$ ), éstos sólo constituyeron entre un 9 y un 29%, según el mes, rescatando entre un 71 y un 91% de datos confiables. Tattari y colaboradores (1995) aplicaron un control de calidad a los datos del instrumental de la razón de Bowen y hallaron que un 53% de los datos diurnos (8 a 20 horas) fueron confiables, con un máximo del 70%. En referencia a estos valores, puede asumirse que el sistema psicrométrico en Chamela, durante estos meses tuvo un comportamiento muy aceptable durante la estación de crecimiento. El método proporcionó, entonces, entre 12 y 22 datos para las horas diurnas aceptados para el cálculo de la *ETR* diaria. Esta generación de datos en lapsos cortos (cada 30 minutos como en este caso) para cuantificar este proceso es una de las bondades del método BREB.

**Cuadro III.2.** Descriptores estadísticos del desempeño del sistema psicrométrico derivados de las mediciones cada 30 minutos. Se expresa, en porcentaje, la proporción de  $\beta$  rechazadas según el criterio de Ohmura (1982) para cuatro meses del año: a) para el día completo; b) para las horas diurnas ( $Rn>0$ ); y c) proporción de  $\beta$  diurnas con valor positivo. P: promedio; ES: error estándar.

|                          | Ago - 97 |    | Sep - 97 |    | Ene - 98 |    | Feb - 98 |    |
|--------------------------|----------|----|----------|----|----------|----|----------|----|
|                          | P        | ES | P        | ES | P        | ES | P        | ES |
| a) Rechazos diarios (%)  | 54.2     | 4  | 58.3     | 6  | 47.6     | 18 | 43.0     | 9  |
| b) Rechazos diurnos (%)  | 9.1      | 7  | 12.7     | 10 | 29.2     | 21 | 75.6     | 14 |
| c) $\beta$ positivas (%) | 61.3     | 18 | 49.4     | 17 | 60.7     | 18 | 30.4     | 17 |

---

Durante el mes de febrero (sequía acentuada en el ecosistema) el sistema incrementó el error en las autoconsistencias de los gradientes. Es posible que además de la descalibración antes mencionada, exista una contaminación de las muselinas del bulbo húmedo en los sensores por absorción de Cloruro de Sodio del aire lo que puede acarrear distorsiones en los registros (Barradas, 1989). Por este motivo, el período analizado debió cerrarse en el mes de febrero.

Otra característica analizada fue la proporción de  $\beta$  positivas registradas durante las horas diurnas. Puede verse (Cuadro III.2), que ésta constituyó entre el 49.4 y el 61.3% de las razones de Bowen diurnas de los tres primeros meses.

Para el mes de febrero este valor alcanzó sólo un 30%. La proporción de  $\beta$  negativas, entonces aumentó considerablemente en este último mes. Una razón de Bowen puede ser negativa en áreas áridas como resultado de la advección, en la que el calor es extraído del aire por la vegetación cuando éste se mueve sobre un cultivo irrigado, (Campbell, 1977). Esto resulta en un gradiente de temperatura del aire invertido (mayor calor arriba que abajo) durante las horas diurnas. Las inversiones de temperatura también pueden desarrollarse durante el día cuando un enfriamiento evaporativo rápido hace que la superficie del dosel se enfríe en relación con el aire que pasa sobre el campo. Esto se refleja en un consumo de calor sensible más que en una generación de éste (Rosenberg, 1983). Por las características de la vegetación en Chamela y del "fetch" de los registros micrometeorológicos, no es posible que exista advección en el área de estudio (V. Barradas; com. pers.). Estas irregularidades pueden ser atribuidas a una inseguridad en las mediciones de  $\Delta T$  y  $\Delta e$  usadas para calcular  $\beta$ , o a un inadecuado supuesto para la tasa de ajuste de los perfiles en una situación de advección (Angus Y Watts, 1984).

### c) Comparación de resultados

El Cuadro III.3 muestra los valores comparados de *ETR* según BREB ( $ETR_B$ ) y la evapotranspiración calculada por la ecuación de Penman Monteith ( $ETR_{PM}$ ). Ambas

aproximaciones arrojan valores considerablemente cercanos entre sí. Sin embargo, puede verse que  $ETR_B$  tuvo valores mayores (con discrepancias positivas del 6.7 y 10.4%) que  $ETR_{PM}$ , para noviembre y enero (Cuadro III.3.A). Para septiembre,  $ETR_B$  fue menor (con una discrepancia negativa de 14.5%) que la segunda estimación.

**Cuadro III. 3.** Comparación de valores estimados de evapotranspiración real ( $ETR$ ): A) método BREB ( $ETR_B$ ) vs ecuación de Penman Monteith ( $ETR_{PM}$ ) para septiembre (época húmeda), noviembre (transición) y enero (época seca). Valores medios mensuales de las variables involucradas en el cálculo de  $ETR_{PM}$ :  $R_n$  Radiación Neta;  $\Delta$ , pendiente de la curva de presión de vapor a saturación;  $\delta e$ , déficit de presión de vapor;  $R_H$ , resistencia aerodinámica;  $R_d$ , resistencia del dosel. B) método BREB vs el del balance hídrico ( $ETR_{BH}$ ). Errores estándar entre paréntesis. Discrepancias entre métodos entre corchetes.

| A) BREB Vs Eq. Penman Monteith |                 |                |              |
|--------------------------------|-----------------|----------------|--------------|
|                                | Sep-97          | Nov-97         | Ene-98       |
| $ETR_B$ (mm)                   | 103.9 {-14.5%}  | 107.3 {+10.4%} | 69.2 {+6.7%} |
| $ETR_{PM}$ (mm)                | 121.6           | 96.1           | 64.9         |
| $ETR_B$ diaria (mm)            | 3.5 (0.9)       | 3.6 (1.0)      | 2.2 (0.6)    |
| $ETR_{PM}$ diaria (mm)         | 4.05            | 3.2            | 1.9          |
| $R_n$ ( $W m^{-2}$ )           | 345.3 (66.1)    | 307.1 (67.1)   | 329.3 (53.6) |
| $\Delta$ (mbar °C)             | 2.29 (0.1)      | 2.10 (0.1)     | 1.97 (0.1)   |
| $\delta e$ (mbar)              | 9.4 (2.5)       | 9.35 (2.1)     | 14.06 (2.8)  |
| $R_H$ ( $s m^{-1}$ )           | 47.2 (15.3)     | 56.7 (29.2)    | 100.4 (57)   |
| $R_d$ ( $s m^{-1}$ )           | 55.9            | 94.5           | 470.4        |
| B) BREB Vs. Balance Hídrico    |                 |                |              |
| $ETR_B$ (1-7 al 14-8) (mm)     | 208.3 {+44.6 %} |                |              |
| $ETR_{BH}$ (1-7 al 14-8) (mm)  | 144.5           |                |              |
| $ETR_B$ diaria (mm)            | 4.6             |                |              |
| $ETR_{BH}$ diaria (mm)         | 3.2             |                |              |

---

Las diferencias pueden deberse a que el cálculo de  $ETR_{PM}$  supone constancia en el parámetro de resistencia estomática del dosel ( $R_d$ ), el cuál fue derivado de promedios para unos pocos días de cada mes analizado. Además, esta ecuación incorpora el parámetro de resistencia aerodinámica ( $R_H$ ) el cual requiere para su cálculo los parámetros de rugosidad ( $z_o$  y  $z_M$ ) derivados de ecuaciones empíricas que no siempre se ajustan a las condiciones de la vegetación de Chamela. Por otra parte, como fue mencionado, para el mes de noviembre existe una mayor variabilidad interanual inherente al fin de la estación de lluvias (García Oliva *et al.*, 1995) que en esta comparación se expresó en patrones y precipitaciones brutas ligeramente diferentes (59 para 1996 cuando fue medida  $R_d$  y 71 mm para 1997 cuando fue medido  $ETR_B$ ) que posiblemente redundaron en estados hídricos del sistema distintos.

Una segunda comparación se realizó con el cálculo de  $ETR$  calculado por el método del balance hídrico ( $ETR_{BH}$ ) para el lapso definido anteriormente (Cuadro III.3 B). Con esta aproximación, se detectó que  $ETR_B$  excede a  $ETR_{BH}$ , ésta vez con una discrepancia positiva que alcanza el 44.6%. En este lapso no existieron fenómenos de escurrimiento en la cuenca de estudio, por lo cual es improbable la presencia de drenaje. Puede suponerse, entonces, que toda el agua precipitada estuvo disponible para ser evapotranspirada o ser almacenada en el suelo.

Las discrepancias encontradas entre  $ETR_B$  y  $ETR_{BH}$  llevaron a revisar los procedimientos y supuestos utilizados en este trabajo. Esto permitió detectar que ambas estimaciones no son comparables desde el punto de vista del área y tipo de vegetación que involucran. La estimación de  $ETR$  por diferencia en el balance hídrico ( $ETR_{BH}$ ) concierne únicamente a la subcuenca de estudio, en la extensión definida por sus límites naturales y a la sección comprendida arriba de la ubicación del vertedero y limnógrafo, la cual está únicamente cubierta por vegetación caducifolia. En cambio, el valor de  $ETR$  derivado de la utilización del método BREB involucra el área comprendida en el "fetch" o extensión equivalente a 100 veces la altura a la cual se realizan las mediciones sobre el dosel, en este caso alrededor de 700 m. El "fetch" de la torre, entonces, proporcionó parte del exterior de la subcuenca analizada por el balance hídrico, la cual corresponde a un tipo de

---

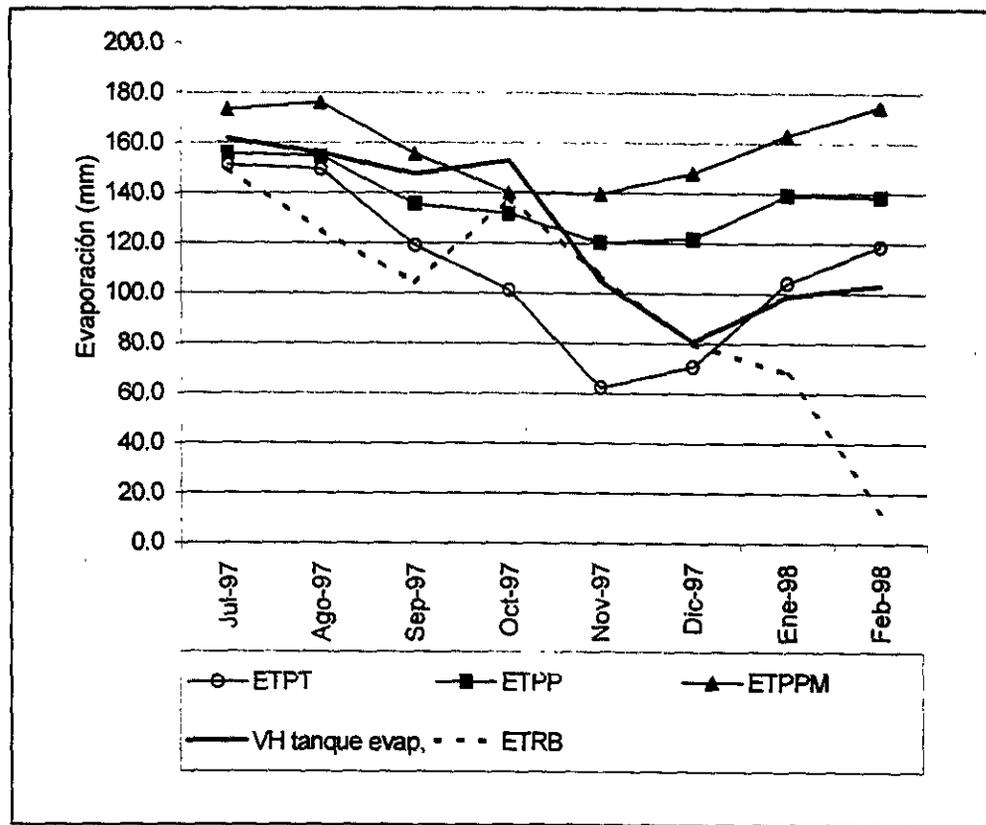
vegetación sub-caducifolia, propia de sitios más húmedos como es la sección mas baja de la subcuenca y el arroyo colector de la subcuenca de estudio (Lott, 1985). Por lo tanto, la estimación de *ETR* únicamente de la sección de la subcuenca de estudio por el método BREB requiere de mediciones realizadas a una altura menor, que permita limitar el alcance de los registros. Según estos datos, la vegetación sub-caducifolia, que es dependiente del sitio y se manifiesta en lugares donde la topografía permite una mayor disponibilidad de agua, probablemente incorpora una importante masa de vapor de agua al ambiente, superior a aquella que provendría exclusivamente de la zona caducifolia, la cual fue detectada por el sistema de medición utilizado en este trabajo.

Cabe señalar, por lo tanto, que para poder ser concluyentes en un análisis final, deberá obtenerse un ciclo más de datos, cuidando especialmente el mantenimiento (calibración y limpieza) del instrumental para determinar si estos datos y su interpretación son los correctos.

El presente conjunto de datos y la dinámica del proceso de evapotranspiración durante la estación de crecimiento de ellos derivada, entonces, serán analizados como datos preliminares de una primera aproximación a lo que ocurre con este proceso en el ecosistema de bosque tropical seco en Chamela, Jalisco.

### *Cuantificación de la demanda atmosférica (ETP)*

La cuantificación mensual de la demanda atmosférica (*ETP*) para el periodo de julio de 1997 a febrero de 1998, bajo todos los enfoques utilizados se muestra en la Figura III.3.. Se observó que las estimaciones de  $ETP_p$  fueron superiores a las mediciones tomadas desde el tanque evaporímetro ( $ETP_T$ ). Esto es atribuible a la diferencia en la intensidad del viento del sitio donde está ubicado el tanque en la Estación Climatológica (suelo) y aquella medida a 19 m de altura sobre el dosel, dada la relación directa entre velocidad de viento y evaporación. Las diferencias se acentúan durante noviembre y diciembre, aunque las estimaciones por Penman no se alejan sustancialmente de los valores históricos.



**Figura III.3.** Valores de evapotranspiración potencial (ETP) según distintas aproximaciones y real (ETR) para Chamela, para julio 97 a febrero 98 (en mm).  $ETP_T$ : tanque evaporímetro;  $ETP_P$ : ecuación de Penman para superficies de agua libre;  $ETP_{PM}$ : ecuación de Penman Monteith para superficies con vegetación; VH: valores históricos del tanque evaporímetro y  $ETR_B$ ; evapotranspiración real por el método BREB.

Las aproximaciones de  $ETP_P$  y  $ETP_{PM}$  arrojaron diferencias positivas para  $ETP_{PM}$ , que se ubican entre un 6 y un 26% (Figura III.3). Las diferencias son atribuibles a la inclusión del parámetro de resistencia aerodinámica ( $R_H$ ) en la segunda aproximación la cual contempla aspectos del perfil del viento y los procesos de transferencia por encima del dosel. Debe tenerse en cuenta que la ecuación de Penman-Monteith, tanto para  $ETP$  (ecuación III.9) como para  $ETR$  (III.5), es altamente sensible a los parámetros de resistencia  $R_H$  y  $R_d$  (Gash et al. 1980; Dunn & Mackay, 1995). Para su definición  $R_H$  debe ser alimentada por relaciones empíricas extraídas de la bibliografía ( $z_M$ ,  $z_0$  y  $d$ ), sobre las cuales

---

existen varias aproximaciones y se recomienda poner especial cuidado en su elección.

Las diferencias entre la  $ETP_{PM}$  y el tanque son aún más grandes, alcanzando un 109% en el mes de noviembre. En general, la bibliografía (Rosenberg, 1983;x) aconseja tomar las comparaciones con el tanque evaporímetro con precaución. La rugosidad ( $z_H$ ) de la superficie del agua es menor, y su resistencia aerodinámica ( $R_H$ ) mayor que la de la vegetación a igual velocidad del viento ( $u$ ). Por lo tanto, la capacidad de extraer calor sensible del aire que pasa sobre él es menor pudiendo mostrar menor evaporación que desde la vegetación (Rosenberg, 1983).

Otras investigaciones han reportado un bajo coeficiente de correlación entre cálculos de evapotranspiración potencial estimada por medio de balances de energía sobre vegetación en cuencas y evapotranspiración real medida lisimétricamente para superficies con pastos; así como valores menores en las mediciones de tanque tipo Pan A que sobre aquella estimadas sobre cuencas (Sengele, 1981).

En cuanto a valores totales para el período analizado (julio de 1997 - febrero de 1998) se registró una demanda atmosférica de 868 mm según  $ETP_T$ ; 1097 mm según  $ETP_P$  y 1267 mm según  $ETP_{PM}$ . El patrón general de  $ETP$  denota una demanda relativamente constante a lo largo de estos meses, con máximos en los meses de julio y agosto (156 y 155 mm según la ecuación de Penman), seguidos de enero y febrero (alrededor de 140 mm). Los meses de mínima  $ETP$  fueron noviembre y diciembre (120 y 121 mm).

En la Figura III.4 fueron graficados los valores promedios diarios para horas diurnas, de las variables  $R_n$ ,  $\delta e$  y  $u$ , involucradas en el cálculo de  $ETP$  según las aproximaciones de Penman y Penman-Monteith para algunos meses del lapso analizado. La radiación neta media diurna presentó su menor valor durante el mes de noviembre con  $307 \text{ W m}^{-2}$  y el máximo en febrero con  $356 \text{ W m}^{-2}$ . El déficit de presión de vapor se mantuvo en 12 mbares durante los primeros meses de la estación húmeda y disminuyó drásticamente a partir de septiembre hasta noviembre (alrededor de 9.4 mbares). El máximo valor se registró en enero, alcanzando los 14

mbares. La intensidad del viento osciló muy ligeramente alrededor de  $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , prácticamente todo el año, pero incrementó en el mes de febrero ( $2.84 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ).

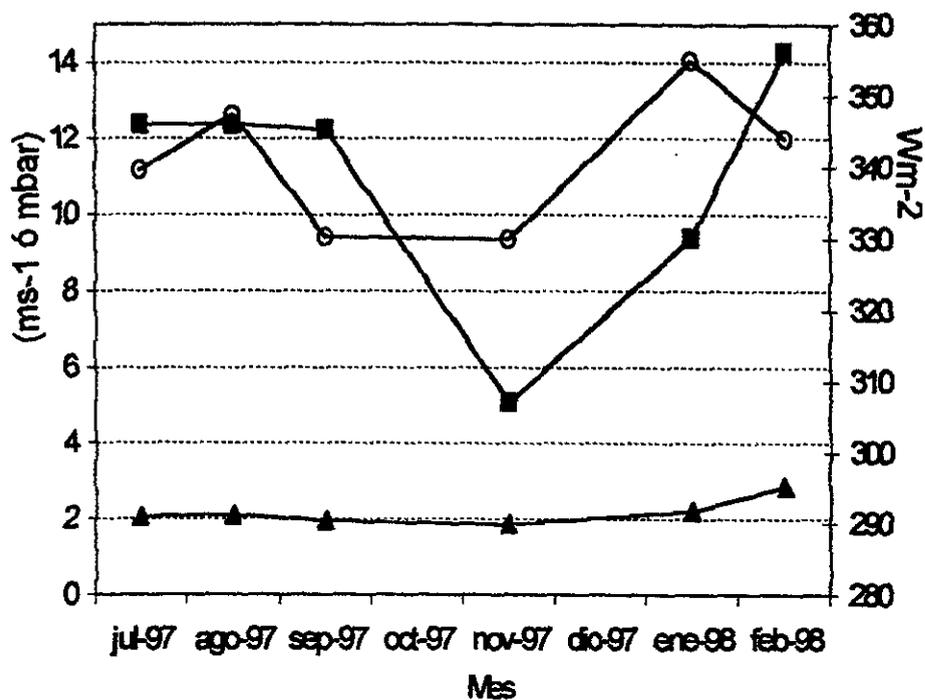


Figura III.4. Valores promedios mensuales de las variables  $R_n$ ,  $\delta e$  y  $u$  involucradas en el cálculo de  $ETP$  por la ecuación de Penman y Penman-Monteith para algunos meses del año hidrológico 97-98. Radiación neta ( $\text{Wm}^{-2}$ ; cuadrados); déficit de presión de vapor (mbares; círculos blancos); intensidad del viento ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ; triángulos).

Finalmente, puede considerarse que la magnitud real de  $ETP$ , debe encontrarse entre las estimadas por la ecuación de Penman y aquellas derivadas por la ecuación de Penman-Monteith. Las mediciones del tanque evaporímetro deben revisarse en especial durante los meses en los que las diferencias con las aproximaciones analíticas son mayores (octubre a diciembre).

---

### *Dinámica de la evapotranspiración en el Bosque Tropical Seco*

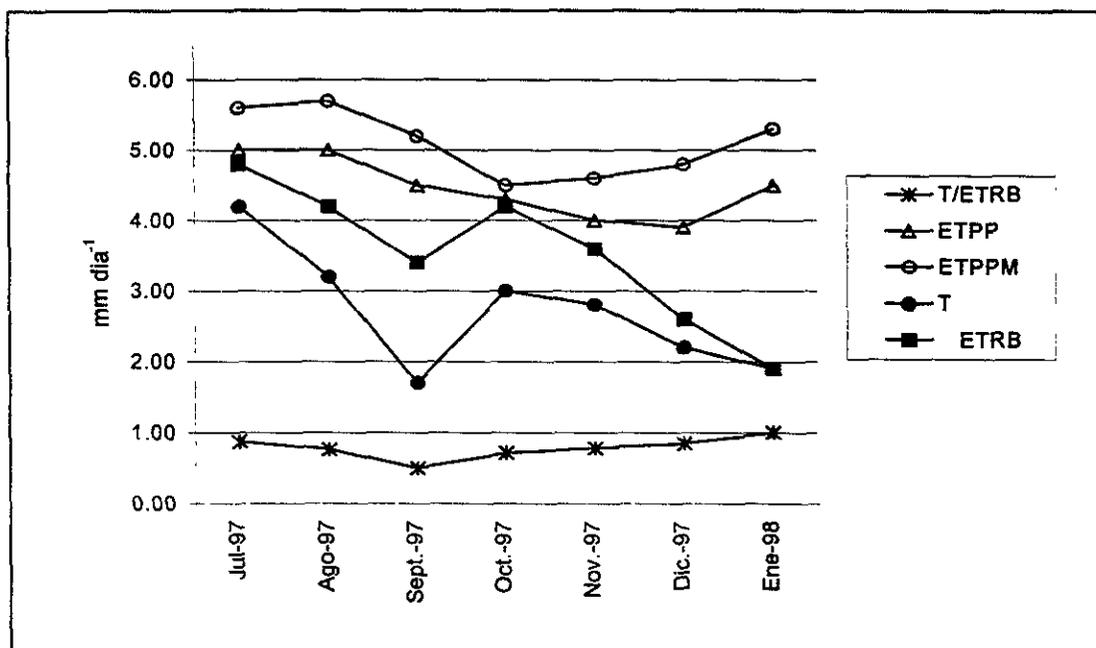
La Figura III.3 muestra la evapotranspiración real calculada por el método BREB ( $ETR_B$ ), valores que corresponden a un área ocupada por vegetación caducifolia (laderas y cuenca alta) y subcaducifolia (cuenca baja y márgenes del Arroyo El Zarco).

Si bien la  $ETR$  excede la  $ETP_T$  entre octubre y diciembre (la cual fue descartada como referencia válida), no sobrepasa las otras estimaciones de  $ETP$  (salvo ligeramente en octubre sobre  $ETP_P$ , equivalente al 4.8%). Puede verse que durante los meses de la estación húmeda (julio a noviembre), el déficit hídrico fue moderado, (entre un 4% en julio y un 23% en septiembre) respecto de  $ETP_P$ . A partir de diciembre se incrementó el déficit, alcanzando un 34% de  $ETP_P$  durante ese mes y un 51% en el mes de enero.

La dinámica de las tasas medias diarias de evapotranspiración real durante la estación de crecimiento (julio a noviembre) ( $ETR_B$ , Figura III.5), denota un valor máximo de  $4.8 \text{ mm d}^{-1}$  para el mes de julio (inicios de lluvias) y sus valores más bajos para septiembre y noviembre ( $3.4$  y  $3.6 \text{ mm d}^{-1}$  respectivamente). A partir de diciembre estas tasas decrecen drásticamente.

La caracterización del proceso de intercepción de la precipitación por el dosel (*Capítulo II*) permitió el cálculo del componente transpiración (T) (ver *Capítulo IV*). El análisis de la relación  $T/ETR$  indica la importancia relativa que adquiere el procesos de evaporación en cada período. Durante los meses de lluvias la relación oscila alrededor de 0.75. Sin embargo, durante septiembre, ésta se expresa con 0.50. Esto significa que durante este mes, cuando existe un mayor número de precipitaciones en el patrón histórico y también en el ciclo analizado, el agua evaporada de las superficies húmedas abarca el 50% del agua evapotranspirada, lo que produce un marcado decrecimiento de la importancia relativa de la transpiración. Otra particularidad de este mes es la llamativa diferencia entre  $ETR$  y  $ETP$ . Esta diferencia no es atribuible a déficit hídrico. La evapotranspiración potencial ( $ETP_P$ ) fue calculada para las condiciones atmosféricas medidas a 7 m por encima del dosel, las cuales pueden ser marcadamente diferentes de aquellas por debajo del dosel en el mes de septiembre, período en que éste se encuentra en su

mayor desarrollo. En especial, el déficit de presión de vapor, la intensidad del viento y la radiación neta, son variables que determinan fuertemente la magnitud de ETP. Es posible que la ETP estimada para las condiciones por encima del dosel sobrestime en este mes de septiembre el valor de la demanda atmosférica para las condiciones ambientales de entorno inmediato a la vegetación.. Un efecto similar se observó en la Amazonia Central (Reserva Duke, Proyecto ABRACOS), en donde datos simulados y altamente correlacionados con valores medidos, mostraron sus valores más altos de evapotranspiración media diaria en los meses más secos y sus mínimos en los meses más húmedos (Rocha *et al.*, 1997).



**Figura III.5.** Tasas medias diarias de evapotranspiración potencial por Penman,  $ETP_P$ ; por Penman Monteith ( $ETP_{PM}$ ); evapotranspiración real ( $ETR_R$ ); de transpiración, (T) y relación T/ET para julio 1997 a enero 1998.

La falta de otras referencias bibliográficas de datos de *ETR* con l detalle diario y mensual para selvas bajas o bosque tropical seco, no permitió realizar un análisis comparativo de estos valores para el mismo ecosistema. Sin embargo, pudo

revisarse la información al respecto existente para el bosque húmedo de la Isla de Barro Colorado, Panamá (9° N: 79° O), cuyos promedios anuales de temperatura y precipitaciones son 27 °C y 2600 mm (Dietrich *et al.*, 1990) (Cuadro III.4). Se compararon datos de *ETP* calculados por la misma aproximación (ecuación de Penman, en la expresión de Dunne y Leopold, 1978). Los cálculos de *ETR* de dicho trabajo fueron calculados desde un balance hídrico de Thornthwaite. Pueden señalarse varios aspectos:

**Cuadro III.4.** Datos comparativos entre el bosque tropical seco de Chamela, México y el bosque tropical húmedo de Barro Colorado, Panamá.

|  | Chamela, México          |           | Barro Colorado, Panamá |           |
|--|--------------------------|-----------|------------------------|-----------|
| Ubicación general                          | 19°N 105°O; 0 – 150 msnm |           | 9°N 79°O; 0 – 170 msnm |           |
| PPT media anual (mm)                       | 670                      |           | 2600                   |           |
| ETP <sub>p</sub> total Julio-Enero (mm)    | 953                      |           | 807                    |           |
| Evapotranspiración (mm día <sup>-1</sup> ) | Real                     | Potencial | Real                   | Potencial |
| Julio                                      | 4.8                      | 5.0       | 3.8                    | 3.8       |
| Agosto                                     | 4.2                      | 5.0       | 3.6                    | 3.6       |
| Septiembre                                 | 3.4                      | 4.5       | 3.8                    | 3.8       |
| Octubre                                    | 4.2                      | 4.3       | 3.7                    | 3.7       |
| Noviembre                                  | 3.6                      | 4.0       | 3.2                    | 3.2       |
| Diciembre                                  | 2.6                      | 3.9       | 3.6                    | 3.6       |
| Enero                                      | 1.9                      | 4.5       | 4.5                    | 4.5       |

Entre julio y noviembre, con excepción de septiembre, las tasas medias diarias de *ETR* son mayores en el bosque tropical seco que en el húmedo (entre un 26 y un 12.5%). La demanda atmosférica total durante la época de lluvias así como las tasas diarias medias de ETP<sub>p</sub> para todos los meses analizados también es mayor para Chamela. Esto se debe posiblemente a las altas humedades relativas presentes en la Isla de Barro Colorado durante toda esa época (promedios

ESTA TESIS NO DEBE  
SALIR DE LA BIBLIOTECA

---

mensuales medidos en el bosque mayores a 84% medido al medio día) (Dietrich *et al.*, 1990). Durante el mes de enero, Barro Colorado tuvo su mayor tasa diaria de  $ETP_p$ , la cual coincide con la de Chamela. Durante enero y marzo, la humedad relativa en esa Isla es la de menor valor (alrededor del 68%), lo cual indica la incidencia de este componente atmosférico en la determinación de la demanda atmosférica.

Las altas tasas diarias de  $ETP$  propician tasas igualmente altas de  $ETR$  cuando existe agua disponible. La limitación de energía en los bosques húmedos se evidencia en la relación  $ETR/ETP$  igual a 1, como es la situación permanente en el bosque húmedo de Barro Colorado. En el caso de Chamela, dicha relación tiene su máximo valor en julio y octubre (0.96 y 0.97 respectivamente). Estos meses se corresponden con inicios y fin de la estación de crecimiento en las cuales existen fuertes tormentas ciclónicas que aportan grandes cantidades de agua al ecosistema. A partir de diciembre esta relación se reduce drásticamente con valores de 0.66 y 0.42 para ese mes y para enero respectivamente. Las diferencias más marcadas entre ambos ecosistemas se da durante la época de diciembre a julio (sequía en Chamela), durante la cual la  $ETR$  posiblemente se exprese en valores mínimos dado el ingreso prácticamente inexistente de agua al sistema (ver *Capítulo IV*).

## **II.VI - Conclusiones y consideraciones finales**

Las decisiones metodológicas en estudios de evapotranspiración no constituyen aspectos triviales en el desarrollo de estas investigaciones. Tanto las técnicas de balance hídrico como las micrometeorológicas tienen serias limitaciones, vinculadas a la falta de precisión en el cálculo de los flujos subterráneos así como a la imposibilidad de proveer estimaciones en lapsos menores a una semana en las primeras, y al requerimiento de instrumental sofisticado a varios niveles dentro y sobre el bosque en las segundas (Bruijzneeel, 1990). A pesar de ello, debe

---

avanzarse en hallar aquellas más apropiadas para las condiciones ecológicas y las posibilidades existentes en cada caso. Los valores de *ETR* medios diarios y mensuales y su variación estacional propios para cada ecosistema constituyen elementos clave para construir, parametrizar y validar modelos hidrológicos y climáticos globales (GMCs), herramientas de análisis que están en constante desarrollo.

La aplicación del método BREB, ampliamente probado en otros ecosistemas, fue implementado por primera vez en el ecosistema de bosque tropical seco en este trabajo. Si bien existen imprecisiones en los datos aquí presentados, éstos fueron analizados como una primera aproximación a la dinámica de la evapotranspiración de este ecosistema. De ser posible, un nuevo ciclo de datos con el método BREB sería conveniente siguiendo las precauciones señaladas en este trabajo. Esto permitiría para realizar una discusión más concluyente de este importante aspecto funcional de los ecosistemas terrestres.

Como conclusiones preliminares derivadas de cálculos diarios de *ETR* y *ETP* para áreas con vegetación caducifolia y subcaducifolia en Chamela, puede decirse que la demanda atmosférica en este ecosistema es prácticamente satisfecha (aunque nunca de forma absoluta) por las tasas de evapotranspiración real hacia inicios (julio) y fin de la estación de crecimiento (octubre-noviembre), períodos de fuertes ingresos de agua por eventos ciclónicos de precipitación al sistema. Durante mediados de la estación de crecimiento (septiembre) posiblemente ocurran modificaciones en las condiciones micrometeorológicas por debajo del dosel, que afecten e procesos de transpiración como un bajo déficit de presión de vapor y menor radiación fotosintéticamente activa (Barradas, 1991)

Con esta aproximación pudo detectarse que las tasas de evapotranspiración real media diaria en los meses lluviosos para este bosque tropical seco se ubicó en un 17% (valor medio para los meses con lluvias, con un valor máximo de 26% en julio) por encima de las tasas calculadas para el bosque tropical húmedo de Barro Colorado, Panamá. Esto estuvo determinado fundamentalmente por la mayor demanda atmosférica sobre Chamela, generada fundamentalmente por una menor humedad relativa. La relación *ETR/ETP* en los bosque secos solo se acerca a 1 en

---

un par de meses del año, aunque así se expresa continuamente en el bosque húmedo de la Isla de Barro Colorado aquí analizado.

---

## **Bibliografía citada**

- Aber, J.; J. M. Melillo. 1991. Structure of terrestrial ecosystems. En: *Terrestrial Ecosystems*, Saunders College Publishing, pp. 15-43.
- Angus, D.E.; P.J. Watts. 1984. Evapotranspiration: how good is the Bowen ratio method? *Agricultural Water Management* 8: 133-150.
- Barradas, V. 1991. Radiation regime in a Tropical Dry Deciduous Forest in Western Mexico. *Theoretical and Applied Climatology* 44: 57-64.
- Blackie J.R.; T.K.M. Simpson. 1993. Climatic variability within the Balquhider catchments and its effect on Penman potential evaporation. *Journal of Hydrology* 145: 371-387.
- Bowen, I.S. 1926. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review* 27: 779-787.
- Bullock, S. 1986. Climate in Chamela, Jalisco and trends in the south coastal region of Mexico. *Archivos for Meteorology, Geophysics and Bioclimatology, Series B* 36: 297-316.
- Campbell, G.S. 1977. *An Introduction to Environmental Biophysics*. Springer-Verlag, Nueva York, 158 pp.
- Dietrich W.E; D.M Windsor; T. Dunne. 1982. Geology, climate, and hydrology of Barro Colorado Island. En: *The Ecology of a Tropical Forest: Seasonal Rhythms and Long-term Changes*. Leigh, E.; A.S. Rand.; D.M. Windsor (eds.) Smithsonian Institution, Washington DC, pp. 21-46.
- Droppo, J. G.; H. L. Hamilton Jr. 1973. Experimental variability in the Determination of the energy balance in a deciduous forest. *Journal of Applied Meteorology* 12: 781- 791.
- Dunn S. M.; R. Mackay. 1995. Spatial variation in evapotranspiration and the influence of land use on catchment hydrology. *Journal of Hydrology* 171: 49-73.
- Dunne, T.; L. Leopold. 1978. *Water in Environmental Planning*. Freeman and Company, San Francisco.
- Federer, C. A. 1968. Spatial variation of net radiation, albedo and surface temperature of forests. *Journal of Applied Meteorology* 7: 789-796.
- Gash, J.H.; I.R. Wright; C.R. Lloyd. 1989. Comparative estimates of interception loss from three coniferous forests in Great Britain. *Journal of Hydrology* 48: 89-105.
- Galicia G., L.; F. García Oliva; J. Lopez Blanco. 1995. Efecto de la estructura jerárquica del relieve en la distribución de las características físicas de los suelos en una cuenca tropical estacional mexicana. *Investigaciones Geográficas Boletín* 3: 53-75. Instituto de Geografía UNAM.
- García Oliva, F.; J.M. Maass; L, Galicia. 1995. Rainstorm analysis and rainfall erosivity of a seasonal tropical region with a strong cyclonic influence in the Pacific Coast of México. *Journal of Applied Meteorology* 34: 2491- 2498
- Hewlett, J.D. 1982. *Principles of Forest Hydrology*. The University of Georgia Press. Athens. USA. 183 pp.

- 
- Hillel, D. 1971. *Soil and Water: Physical Principles and Processes*. Academic Press, Inc.
- Hutjes, R.W.A.; A. Wierda; A.W. Veen. 1990. Rainfall interception in the Tai Forest, Ivory Coast: application of two simulation models to a humid tropical system. *Journal of Hydrology* 114: 259-275.
- Jones, H. 1992. *Plants and microclimate*. Cambridge University Press, dition, 428 pp.
- Kimmins, J.P. 1987. *Forest Ecology*. MacMillan Pub. Co, New York. 531 pp.
- Lankreijer, H.J.M.; M.J. Hendriks; W. Klaassen. 1993. A comparison of models simulating rainfall interception of forests. *Agricultural and Forest Meteorology* 64: 187-199.
- Lott, E. 1985. *Listados Florísticos de México. III: La Estación de Biología de Chamela, Jalisco*. Herbario Nacional, Instituto de Biología, Universidad Nacional Autónoma de México, 47 pp.
- Lott, E.; S. Bullock; A. Solís Magallanes. 1987. Floristic Diversity and structure of upland and arroyo forests of Coastal Jalisco. *Biotropica* 19 (3): 228-235.
- Maass, J.M.; V. Jaramillo; A. Martínez-Yrizar; F. García Oliva; J. Sarukhán. 1994. *The Chamela Watershed Project: a study of the structure and functioning of a tropical deciduous forest in west Mexico*. Instituto de Ecología, UNAM; 6 pp. Folleto de Divulgación.
- Maass, J.M.; J.M. Vose; W.T. Swank; A. Martínez-Yrizar. 1995. Seasonal changes of leaf area index (LAI) in a tropical deciduous forest in west México. *Forest Ecology and Management* 74: 171-180.
- Malek, E. 1992. Night-time evapotranspiration vs daytime and 24 h evapotranspiration. *Journal of Hydrology* 138: 119-129.
- Malek, E.; G.E. Bingham. 1993. Comparison of the Bowen ratio-energy balance and the water balance methods for the measurement of evapotranspiration. *Journal of Hydrology* 146: 209-220.
- Martínez-Yrizar, A.; J. Sarukhán. 1990. Litterfall patterns in a tropical deciduous forest in México over a five-year period. *Journal of Tropical Ecology* 6: 433-444.
- Martínez-Yrizar, A. 1995. Biomass distribution and primary productivity of tropical dry forests. En: *Seasonally Dry Tropical Forests*. Bullock, S. H. Mooney; E. Medina (eds.) Cambridge University Press.
- Monteith, J.L. 1965. Evaporation and environment. *Symposium of the Society for Experimental Biology* 19: 205-234.
- Murphy, P.; A. Lugo; A. Murphy; D. Nepstad. 1989. The Dry Forests of Puerto Rico's South Coast. En: *Tropical Forests: Management and Ecology*. *Ecological Studies* N 112. Lugo A.; C. Lowe (eds.). Springer-Verlag, Nueva York, pp.178-209.
- Murphy, P.; A. Lugo. 1995. Dry Forests of Central America and the Caribbean. En: *Seasonally Dry Tropical Forests*. Bullock S; H. Mooney & E. Medina (eds.) Cambridge University Press, 1era edición; pp 9-34.

- 
- Ohmura, A., 1982. Objective criteria for rejecting data for Bowen Ratio flux calculations. *Journal of Applied Meteorology* 21: 595-598.
- Papakyriakou, T.N; J.H. McCaughey. 1991. An evaluation of the water balance technique for the estimation of evapotranspiration for a mixed forest. *Canadian Journal of Forest Research* 21: 1622-1631.
- Penman, H, L. 1948. Natural evaporation from open water, soil and grass. *Proceeding of the Royal Society of London, Series A*, vol 193, pp. 120-145.
- Revfeim K. J. A.; R. B. Jordan. 1976. Precision of evaporation measurements using the Bowen Ratio. *Boundary-Layer Meteorology* 10: 97-111.
- Rocha, H.R; P.J. Sellers; G.J. Collatz; I.R. Wright; J. Grace. 1997. Calibration and use of the SIB2 model to estimate water vapour and carbon exchange at the ABRACOS forest sites. En: *Amazonian Deforestation and Climate*. Gash. J.H.C.; C.A. Nobre; J.M. Roberts; R.L. Victoria (eds.). Wiley & Sons, Chichester, Inglaterra, pp.459-471.
- Rosenberg, N.J. 1983 (2<sup>nd</sup> edition). *Evaporation and evapotranspiration*. En: *Microclimate: The Biological Environment*. John Wiley & Sons, Inc, pp. 209-287 .
- Rutter, A.J.1975. The Hydrological Cycle in Vegetation. En: *Vegetation and the Atmosphere*, Vol. 1. J.L. Monteith (ed.), Academic Press, pp. 111-154.
- Sengele, N. 1981. Estimating Potential Evapotranspiration from a Watershed in the Loweo Region of Zaire. En: *Tropical Agricultural Hydrology*. Lal & Russell (eds.); John Willey and Sons, Ltd, pp.83-95.
- Sarukhán, J.; J.M. Maass. 1990. Bases ecológicas para un manejo sostenido de los ecosistemas: el sistema de cuencas hidrológicas. En: *Medio Ambiente y Desarrollo en México*. Leff (ed.), Vol I, UNAM (CIIH)-Porrúa, pp. 81-114.
- Shuttleworth, W. J. 1988. Evaporation from Amazonian rain forest. *Philosophical Transactions of the Royal Society (London) Series B* 233: 321-346.
- Shuttleworth, W. J. 1990. Micrometeorology of temperate and tropical forest. *Philos. Trans. R. Soc. London*.
- Stephenson, N. 1990. Climatic control of vegetation distribution: the role of the water balance. *The American Naturalist* 135: 649 - 670.
- Tattari, S.; J.P. Ikonen; Y. Sucksdorff. 1995. A comparison of evapotranspiration above a barley field based on quality tested Bowen ratio data and Deardorff modelling. *Journal of Hydrology* 170: 1-14.
- Thom, A. S. 1975. Momentum, Mass and Heat exchange. En: *Vegetation and the Atmosphere*, vol. 1. Monteith J,L, (ed.) Academic Press, pp. 57-109.
- Thom, A.S.; J.B. Stewart, H.R. Oliver; J.H. Gash. 1975. Comparison of aerodynamic and energy budget estimates of fluxes over a pine forest. *Quart. J.R. Met. Soc.* 101:93-105.
- Wicke, W.; Ch. Bernhofer. 1996. Energy Balance Comparison of the Hartheim Forest and a adjacent grassland site, during the Hart X Experiment. *Theoretical and Applied Climatology* 53: 49 - 58.

---

## **Capítulo IV**

### **"Análisis de la dinámica hidrológica en una subcuenca con Bosque Tropical Seco en Jalisco, México"**

#### **Resumen**

*En este trabajo se evaluaron los procesos hidrológicos presentes en el ecosistema de Bosque Tropical Seco durante el año hidrológico julio 1997-junio 1998, en una pequeña subcuenca en una situación sin perturbar, de la Costa del Pacífico de México (Chamela, Estado de Jalisco). Para ello se calcularon valores de agua interceptada en el dosel y en el mantillo del piso del bosque mediante regresiones previamente generadas (Capítulo II). Se contó con estimaciones previas de la evapotranspiración real (ETR) calculadas con el método de la razón de Bowen-balance de energía (BREB) y valores de evapotranspiración potencial por varias aproximaciones (Capítulo III). Se cuantificó el aporte por precipitación y rocío así como el escurrimiento mediante un sistema de aforo y se obtuvieron datos estacionales de humedad en el suelo. Con estos datos, se simuló el balance hídrico con paso diario y se derivaron valores mensuales para cada componente de la balance hídrico. Se estimó la importancia del amacénaje de agua dentro de la biomasa en pie para esta vegetación. Finalmente se evaluó la representatividad del patrón de lluvias durante el ciclo analizado que correspondió a un año con el fenómeno El Niño (ENSO), en relación con los patrones de lluvias históricos.*

*El año hidrológico analizado correspondió a un inicio tardío de la estación de crecimiento (mediados de julio) y su extensión sobre los últimos días de noviembre y principios de diciembre. Como valores de referencia más relevantes se tuvo que durante el año hidrológico el 73% del agua precipitada ingresó al suelo mineral, y el 27% restante permaneció retenida en el dosel y el mantillo para ser evaporada. El aporte por rocío se estimó en 42 mm para el lapso julio-febrero, también incorporados a la evaporación del sistema. De los 48 días con precipitación, 15 de ellos no tuvieron efectos directos sobre la recarga de agua del suelo, ocurridos principalmente en agosto y septiembre. Del agua ingresada, sólo fue escurrida el 1.5%. La vegetación transpiró entre 429 y 583 mm al año, estimaciones realizadas por diferencia del balance hídrico y por los cálculos independientes según BREB. Estas discrepancias en las estimaciones, se atribuyen al aporte de vapor de agua al ambiente de la vegetación subcaducifolia externa a la subcuenca de estudio, pero dentro del alcance de los registros por el método del balance de energía. Se estipularon tasas diarias tentativas de transpiración para cada mes de la estación de crecimiento (julio a noviembre) correspondientes a un área con vegetación caducifolia y subcaducifolia. Los valores extremos en septiembre (mínimo) con 1.7 mm d<sup>-1</sup> y julio (máximo) con 3.6 mm d<sup>-1</sup>. Otros datos afines son derivados en este trabajo.*

*El crecimiento de la vegetación fue disparado con un evento de precipitación de gran magnitud (> 50 mm) a comienzos de julio. A partir de allí el desarrollo y crecimiento de la biomasa verde estuvo sustentada en el máximo aprovechamiento de pequeños pero relativamente continuos ingresos de agua a los primeros centímetros de suelo (meses de julio, agosto y septiembre). El agua interceptada en el dosel y el mantillo, si bien no ingresa al suelo, produce el retraso del consumo de*

---

*agua edáfica y la permanencia de su almacenaje. Este proceso, junto a la existencia de humedad de condensación por las mañanas y la presencia de mantillo sobre el suelo que preserva de la evaporación directa de la primera capa de suelo son mecanismos que integran la dinámica hidrológica de este ecosistema. Desde el inicio de la estación de crecimiento, el déficit hídrico se ubicó entre un 4% (julio). Este déficit se incrementó conforme avanzó la época de secas alcanzando valores de 51% en enero. Los grandes eventos ciclónicos que ocurren usualmente en octubre y noviembre producen recargas significativas del agua del suelo y de ellas depende la longitud final de la estación de crecimiento. El escurrimiento sólo se expresó eventualmente para grandes eventos pero bajo condiciones de humedad edáfica inicial altas, aunque no es un fenómeno dominante en este ecosistema. No se encontraron anomalías en los descriptores generales del patrón de precipitaciones para el año analizado (1997) en relación con las series históricas.*

#### **IV. I - Introducción**

El bosque tropical seco o selva baja caducifolia en México ocupa (u ocupaba) el 8% de la extensión del país (Rzedowski, 1978). Constituye una formación característica de la vertiente Pacífica de México donde cubre grandes extensiones y, al igual que otros ecosistemas tropicales, se ha visto fuertemente presionado por las actividades humanas. Las prácticas de reconversión tradicionales que implican la destrucción del bosque (uso del fuego, desmonte total, reemplazo por pasturas en las laderas y agricultura en los valles, ingreso de herbívoros domésticos), constituyen la base del uso de este ecosistema en México, las cuales han contribuido notoriamente a desatar graves procesos de erosión y pérdida de áreas productivas (Maass, 1995).

Varios procesos funcionales de la función del bosque tropical estacional o seco están en fase con los ritmos estacionales en la disponibilidad de agua (Murphy et al., 1989). Los patrones de producción de biomasa verde y de caída de hojarasca (Martínez-Yrizar y Sarukhán, 1990), los pulsos de descomposición del mantillo (Martínez-Yrizar y Sarukhán, 1993) y de ciclo de nutrientes (Jaramillo y Sanford, 1995), están claramente acoplados al flujo de agua a través del ecosistema. La búsqueda de formas de uso que preserven la integridad del ecosistema, implica, la necesidad de comprender tanto como sea posible su dinámica hidrológica. El

---

balance hídrico a nivel de cuenca es una metodología que ha sido ampliamente utilizada pues permite articular en un solo paquete los distintos procesos hidrológicos y conocer así ciertas características funcionales del ecosistema de estudio. Esto brinda una base sólida para elaborar y parametrizar modelos que permiten el diseño y la evaluación de modalidades alternativas de uso de la tierra.

El objetivo principal de este trabajo fue caracterizar el comportamiento hidrológico del ecosistema de Bosque Tropical Seco en la costa del Océano Pacífico mexicano (Estado de Jalisco) y obtener valores de referencia para cada uno de los procesos hidrológicos en una situación sin perturbar, bajo las condiciones del año hidrológico evaluado (julio 97 – junio 98). El trabajo se ubica en el contexto de un estudio a largo plazo, el *Proyecto Cuencas de Chamela*, que analiza la dinámica estructural y funcional del bosque tropical seco (Sarukhán y Maass, 1990; Maass *et al.*, 1994) el cual ha generado información en aspectos de productividad, ciclaje de nutrientes e hidrología de este ecosistema.

Durante 1997 tuvieron lugar las modificaciones climáticas globales conocidas como el fenómeno ENSO (El Niño Southern Oscillation) de una manera particularmente acentuada. Dado que este trabajo evaluó un año de Niño, se hizo énfasis en caracterizar la pluviografía del año 1997 para la zona de estudio, y compararla con series históricas ya analizadas y con datos de los últimos 5 años. Ello permitió evaluar la representatividad temporal de la dinámica hidrológica aquí analizada.

#### **IV. II - Sitio de estudio**

La zona de estudio corresponde a la Reserva de la Biósfera Chamela-Cuixmala, en el estado de Jalisco, México (19° 30' N, 105° O). Esta reserva comprende 7,700 hectáreas de bosque tropical seco conservado, y está rodeada de pequeños ejidos cuya principal actividad sobre la selva es el desmonte indiscriminado para agricultura y ganadería (De Ita-Martínez y Barradas, 1986). La

---

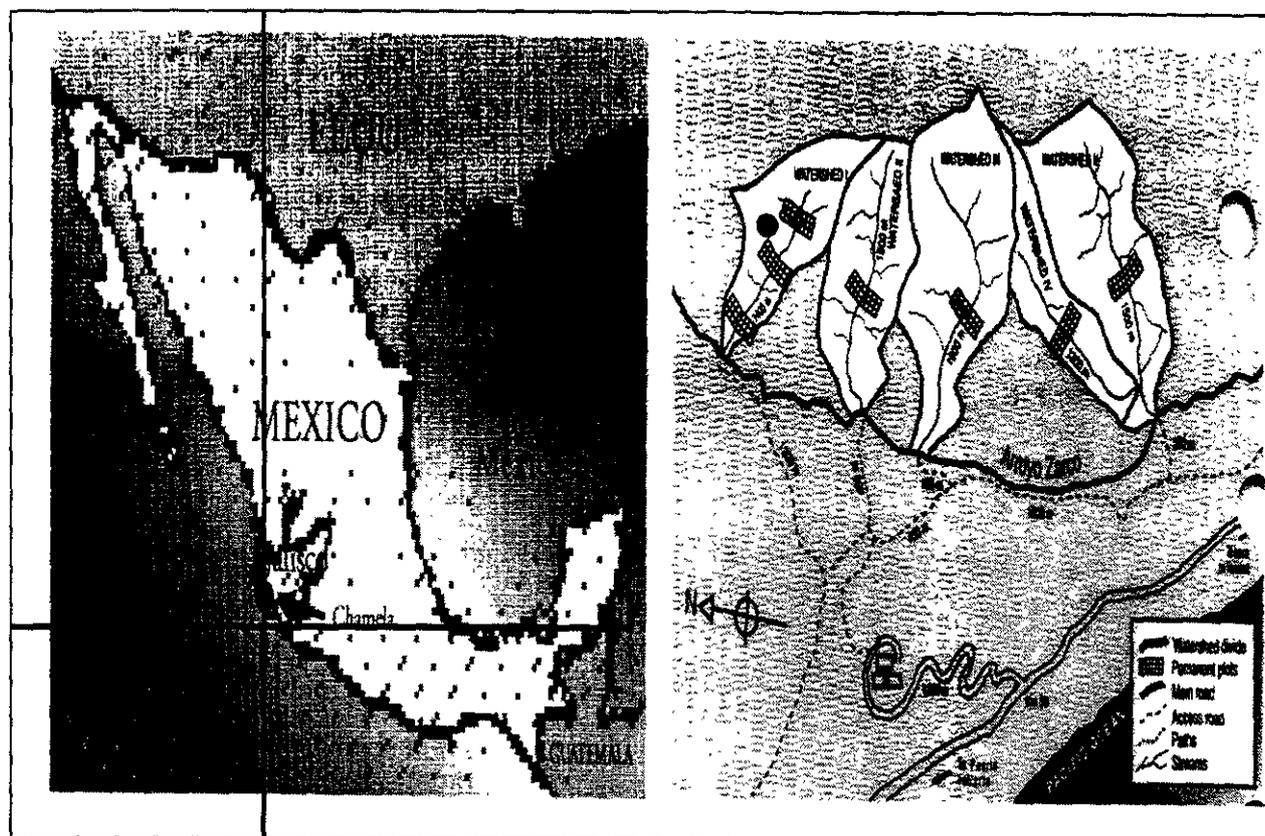
región recibe una precipitación anual media de 698 mm (1983-1990), con una cantidad media de 51 eventos anuales, y con el 62% de ellos correspondientes a pequeñas lluvias de hasta 8 mm (García Oliva, 1992). El 90% de las lluvias están concentradas entre junio y octubre.

El trabajo se realizó en una pequeña subcuenca de 16 hectáreas de extensión (Figura IV.1) sin perturbar, la cual es representativa de la vegetación, suelo y relieve, que caracterizan la región (Cuenca-I, Cervantes *et al.*, 1988). Dentro de la cuenca, la vegetación corresponde al bosque tropical caducifolio o selva baja caducifolia (Rzedowski, 1978) que pierde el follaje prácticamente en su totalidad entre los meses de diciembre y mayo, y está dominada por especies de la familia de las leguminosas (15% del total, Lott, 1985). En las partes bajas de la cuenca y sobre el arroyo El Zarco, la vegetación varía un tipo subcaducifolio, por el aumento relativo en la disponibilidad de agua en el suelo.

Los suelos en la subcuenca son someros (20 a 30 cm de profundidad), en particular en las laderas, y pertenecen a los regosoles, según la clasificación de FAO. Poseen una retención hídrica a capacidad de campo de entre 30 y 40% y una densidad aparente entre 0.95 y 1.05 g cm<sup>-3</sup> (Galicia *et al.*, 1995), equivalente a una lámina de agua en el perfil completo de entre 57 y 126 mm. El relieve está dominado por pendientes de 26° y valles muy angostos por donde circula agua transitoriamente durante el verano.

La subcuenca de estudio se encuentra aforada con un sistema de vertedero y limnógrafo. Posee una longitud del cauce central de 475 m y una pendiente del 15.5%, con una velocidad media de escurrimiento de 0.32 km h<sup>-1</sup>. El escurrimiento tuvo una lámina de agua de entre 9 y 22.5 mm entre los años 1983, 84 y 86, lo que significó el 0.99 y 2.66% de las precipitaciones brutas de esos años (Cervantes *et al.*, 1988). Las rocas principales son granitos y riolitas sumamente fracturadas. El cauce central se encuentra en una fractura con un rumbo este-oeste y divide a la cuenca en dos grupos de laderas. También hay dos fallas que la cruzan transversalmente, lo que ha provocado que la cuenca se encuentre dividida en tres pisos altitudinales (alto, medio y bajo) (Galicia *et al.*, 1995.).

En la sección media de la subcuenca de estudio está instalada una torre micrometeorológica de 21 m de altura con instrumental de medición automática de variables micrometeorológicas la cual suministró la base de datos necesaria para derivar los valores de los componentes hidrológicos aquí analizados (ver más detalles en *Capítulo III, Sistema de Medición*).



105° O

**Figura IV.I.** Ubicación de Chamela (izquierda) y de la subcuenca de estudio (Cuanca I) y de la torre meteorológica (círculo negro, derecha) en la Estación de Biología de Chamela (tomado de Maass *et al.*, 1994).

#### **IV. III – Marco teórico y Obtención de datos**

Las relaciones básicas consideradas para el análisis del comportamiento hidrológico del ecosistema fueron (Hewlet, 1982; Black, 1990):

$$\Delta A = PPT_B + R_c - ETR - ESC - D \quad [IV.1]$$

$$ETR = T + I_t + E_s + R_c \quad [IV.2]$$

$$I_t = E_d + E_m \quad [IV.3]$$

$$E = R_c + E_d + E_m + E_s \quad [IV.4]$$

$$PPT_e = PPT_B - E_d - E_m \quad [IV.5]$$

donde todos los componentes se expresan en mm y son:

$\Delta A$ : cambio en el almacenaje de agua del suelo,

$PPT_B$  : precipitación bruta,

$R_c$ : aporte por agua condensada (rocío),

$PPT_e$  : precipitación efectiva o agua que ingresa al suelo mineral,

$ETR$ : evapotranspiración real,

$ESC$ : escurrimiento (superficial y subsuperficial), medido en el volumen del arroyo,

$D$ : drenaje o percolación profunda,

$T$ : transpiración de la vegetación,

$I_t$ : pérdidas por intercepción total, equivalente a  $E_d + E_m$ ,

$E$ : evaporación total,

$E_d$  : evaporación del agua retenida (interceptada) en el dosel,

$E_m$  : evaporación del agua retenida (interceptada) en el mantillo,

$E_s$  : evaporación del agua desde el suelo desnudo y desde el suelo debajo del mantillo,

En el Cuadro IV.1 se han listado los componentes primarios y secundarios involucrados en la regulación del flujo de agua a través del ecosistema. Para su más claro desarrollo, fueron divididos en ingresos, pérdidas y almacenaje de agua en el sistema y componentes de índole atmosférica. Se exponen las aproximaciones utilizadas para su medición o estimación.

**Cuadro IV.1.** Componentes que regulan el flujo de agua a través del ecosistema en una subcuenca con Bosque Tropical Seco en Chamela, Jalisco y las aproximaciones utilizadas para su determinación.

| Componente (en mm)                                  | Símbolo     | Aproximación   |
|---|-------------|--|
| 1) Precipitación Bruta                              | $PPT_B$     | Mediciones directas desde el pluviógrafo de la estación meteorológica de Chamela   |
| 2) Rocío  | $Rc$        | Estimación a través de la ecuación de Penman para $ETP < 0$  |
| 3) Agua ingresada al suelo (precipitación efectiva) | $PPT_e$     | $= PPT_B - E_d - E_m$  |
| 4) Evapotranspiración Real                          | $ETR_B$     | Estimación independiente a través del método de razón de Bowen-balance de energía (BREB)   |
| Evapotranspiración Real                             | $ETR_{RH}$  | Estimación por diferencia en el balance hídrico  |
| 5) Intercepción por el dosel                        | $I_d = E_d$ | Estimación a partir de las ecuaciones de regresión simple derivadas experimentalmente en el Capítulo II para distintas épocas de la estación de crecimiento  |
| 6) Intercepción por el mantillo                     | $I_m = E_m$ | Estimación a partir de funciones potenciales derivadas experimentalmente en el Capítulo II para distintas calidades de mantillo  |
| 7) Evaporación total                                | $E$         | $= Rc + E_d + E_m + E_s$   |
| 8) Transpiración                                    | $T$         | $= ETR - E$  |
| 9) Escurrimiento                                    | $ESC$       | Medición en el sistema de vertedero y limnógrafo de la cuenca de estudio   |
| 10) Drenaje o aporte externo de agua                | $D$         | Componente incógnita del balance   |
| 11) Contenido neto de agua edáfica                  | $A$         | Medida por gravimetría o calculada por diferencia  |
| 12) Almacenaje en el suelo                          | $\Delta A$  | $= PPT_B + Rc - ET - D - ESC$ ó $A_2 - A_1$ (contenido neto de agua edáfica en el tiempo 2 menos el mismo en el tiempo 1)  |
| 13) Almacenaje en troncos                           | $M$         | Compartimento existente en el sistema, sin información específica para la vegetación de Chamela. Se trabajo con supuestos a partir de datos de biomasa aérea, densidades medias de maderas y correlaciones con contenidos de agua (Shulze et al., 1988; Borchert, 1994). |
| 14) Agua no explicada                               |             | Agua perdida por $ETR_B$ que no se explica por el ingreso de agua por $Ppt_b + Rc$ a la cuenca   |

**Cuadro IV.1.** (continuación) Componentes que regulan el flujo de agua a través del ecosistema en una subcuenca con Bosque Tropical Seco en Chamela, Jalisco y las aproximaciones utilizadas para su determinación.

|  |                   |  |
|--|-------------------|--|
| 15) Agua excedente                                   |                   | Agua excedente sobre el contenido máximo de retención de agua a capacidad de campo disponible para ser escurrida. Este fue calculado a nivel de cuenca a partir de la ponderación de áreas de mapas de propiedades edáficas. |
| 16) Evapotranspiración Potencial tanque evaporímetro | ETP <sub>T</sub>  | Mediciones de evaporación realizadas en el evaporímetro de la estación de Chamela.   |
| Evapotranspiración Potencial por Penman              | ETP <sub>P</sub>  | Estimaciones de evapotranspiración potencial derivadas de la ecuación de Penman para las condiciones de velocidad del viento y déficit de presión de vapor existentes por encima del dosel.                                  |
| Evapotranspiración Potencial por Penman Monteith     | ETP <sub>PM</sub> | Estimaciones de evapotranspiración potencial derivadas de la ecuación de Penman-Monteith, para superficies con vegetación.   |
| 17) Cantidad Total de eventos                        |                   | Número de días con precipitación, contados desde los datos pluviométricos  |
| 18) Cantidad de Eventos sin ingreso                  |                   | Número de días con precipitación, contados desde los datos pluviométricos, que no superaron el umbral para el ingreso de agua al suelo mineral.  |

## *Agua ingresada al sistema*

La *precipitación bruta* ( $PPT_B$ ) fue registrada en la estación de Biología de Chamela con un pluviógrafo estándar.

El aporte por condensación de agua durante la noche o rocío ( $R_c$ ), en Chamela es mayor durante los meses de octubre y noviembre. Barradas y González Medellín (en prensa) estipularon que para esos meses, existen 13 y 17 días respectivamente (valores promedio para series de 10 años; 1978–1988) en los cuales se alcanza la temperatura de saturación, condición apropiada para la existencia de condensación. Durante todos los meses restantes del año también existen condiciones de saturación durante la noche, aunque en mucho menor grado durante la época seca con un mínimo en el mes de junio (promedio de 5 días). Esto se atribuye a la carcanía con el mar y a las masas de aire húmedo proveniente de éste (Barradas y Gonzalez Medellín, en prensa). Sin embargo, su cuantificación resulta difícil (Rutter 1975; Jones, 1992). En este trabajo se utilizó una aproximación gruesa, en la cual se utilizó la ecuación de Penman (1948) para cuantificar la evaporación desde superficies de agua libre (Dunne y Leopold, 1978), para las condiciones de déficit de presión de vapor y velocidad de viento para arriba del dosel en la cuenca. Los valores de  $ETP < 0$  registrados durante horas de radiación neta negativa corresponden a agua aportada por condensación. Su fórmula es:

$$ETP_p = \frac{\Delta / \gamma H + E_a}{\Delta / \gamma + 1} \quad [IV.6]$$

con  $E_a = (0.013 + 0.00016 u) \delta e$

donde los símbolos son:

$ETP_p$ : evapotranspiración potencial para superficies de agua libre libre ( $\text{cm día}^{-1}$ )

$\Delta$ : pendiente de la curva de presión de vapor a saturación a la temperatura del bulbo seco (mbar)

$\gamma$ : constante psicrométrica ( $0.668 \text{ mbar} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ , a  $30^\circ$ )

$\delta e$ : déficit de presión de vapor de agua (mbar)

H: la radiación neta en unidades de evaporación ( $R_n/\lambda$ ) ( $\text{cm día}^{-1}$ )

---

Ea: expresa la transferencia de masa a la evaporación ( $\text{cm día}^{-1}$ )

u: la velocidad del viento ( $\text{km día}^{-1}$ )

La determinación del agua interceptada en el dosel y el mantillo (ver más adelante) permitió estipular la *precipitación efectiva* ( $\text{PPT}_e$ ), es decir el agua que realmente ingresa al suelo mineral y está disponible para ser almacenada, drenada o escurrida subsuperficialmente, la cual fue derivada de la ecuación [IV.5] (Cuadro IV.1, componente 3).

### *Pérdidas de agua del sistema*

La *evapotranspiración real* ( $\text{ETR}$ ) es la componente vinculada directamente a la producción de biomasa verde y constituye la componente dominante del balance en la mayoría de los ecosistemas forestales del mundo (Dunne y Leopold, 1978; Kimmins, 1987). En gran parte de los estudios de balance hídrico,  $\text{ETR}$  es el componente incógnita (Rosenberg, 1983), y sólo se puede calcular bajo los supuestos de cuenca cerrada, con ausencia de drenaje y de aporte externo de agua. En el caso de las cuencas de Chamela, es probable que no se cumplan estos requisitos, en particular, por encontrarse éstas sobre material parental joven y quebradizo (riolitas; rocas ígneas terciarias y cuaternarias; Cervantes *et al.*, 1988), y sobre suelos con fuerte dominancia de texturas gruesas (62% de arena; Solís, 1993) además de la presencia de las fracturas anteriormente explicadas (Galicia *et al.*, 1995). Los flujos evapotranspirativos, entonces, fueron determinados de manera independiente con el método de la Razón de Bowen-Balance de Energía (BREB), el cual permite calcular  $\text{ETR}$  a partir de la estimación del flujo de calor latente ( $\lambda E$ ) (Thom, 1975). Las mediciones de base para la detección de los gradientes de temperatura y presión necesarias para su desempeño fueron realizadas sobre el dosel del bosque, a 15 y 19 m sobre la superficie terrestre (a 3 y 7 m sobre el dosel), con psicrómetros de ventilación automáticos (VP1-UM-2; Delta-T Devices, Ltd.), los cuales realizaron registros cada 30 minutos. Más detalles y resultados pormenorizados se analizan en el *Capítulo III*.

Adicionalmente y con fines comparativos se calculó *ETR* a partir del balance hídrico de Thornthwaite ( $ETR_{BH}$ ) (Dunne y Leopold, 1978), el cual es obtenido como:

$$ETR_{BH} = PPT_B + Rc - ESC \pm \Delta A \quad [IV. 7]$$

Usualmente es muy difícil separar la *evaporación* de la *transpiración*. El agua perdida por evaporación ( $E$ , Cuadro IV.1, componente 7) corresponde a aquella interceptada en las superficies vegetales en pie (del dosel,  $E_d$ ) o en el suelo (mantillo,  $E_m$ ) de la precipitación bruta ( $PPT_B$ ) y del rocío ( $Rc$ ). El agua almacenada en los primeros centímetros de suelo también es susceptible a la evaporación ( $E_s$ ), si la proporción de suelo desnudo o descubierto es importante. Para estimar las componentes de agua disponible para evaporación aportadas por la interceptación, se contó con un análisis de las características de interceptación del dosel y del mantillo, derivado desde ecuaciones de regresión que permiten describir estos procesos en Chamela (*Capítulo II*). La interceptación por el dosel es función lineal de la precipitación bruta ( $PPT_B$ ) y las ecuaciones consideradas fueron las siguientes (*Capítulo II, Interceptación por el dosel*):

$$I_{dJJ} = 0.1468 PPT_B + 0.636 \quad [IV.8]$$

$$I_{dASO} = 0.1145 PPT_B + 1.731 \quad [IV.9]$$

$$I_{dND} = 0.1116 PPT_B + 1.432 \quad [IV.10]$$

las cuales permiten estipular el agua interceptada por el dosel de inicios de la época húmeda (junio-julio;  $I_{dJJ}$ ), de la época de mayor índice de área foliar (agosto-septiembre-octubre;  $I_{dASO}$ ), y para la época de fin de estación de crecimiento y comienzos de la senescencia (noviembre-diciembre;  $I_{dND}$ ).

En el caso del mantillo la relación entre agua interceptada ( $I_m$ ) y cantidad de mantillo ( $G$ ) en gramos es mejor descrita por funciones potenciales (*Capítulo II, Absorción y retención de agua por el mantillo*):

$$I_{m \text{ mayo}} = 0.0429 G^{0.4862} \quad \text{[IV.10]}$$

$$I_{m \text{ agosto-febrero-octubre}} = 0.0129 G^{0.6013} \quad \text{[IV.11]}$$

derivadas experimentalmente mediante simulaciones de lluvia. El mantillo de mayo ( $I_{m \text{ mayo}}$ ) es aquel encontrado en el piso del bosque luego de toda la estación seca y el que recibe las primeras lluvias en el mes de junio. Esta mantillo tienen propiedades que le permiten tanto absorber como retener mayores cantidades de agua que aquél de los meses restantes.

En condiciones de bosque sin perturbar, podemos suponer despreciable la proporción de suelo desnudo (Maass *et al.*, 1988), así como insignificante la evaporación desde el suelo debajo del mantillo (menor al 10% de la evaporación) (Rutter, 1975; Barradas y Fanjul, 1985). Cuando las hojas de las plantas se expanden, sombrean la superficie del suelo y la razón de tasa de evaporación desde la superficie del suelo y evapotranspiración decrece con el crecimiento de la vegetación disminuyendo su contribución relativa (Hasegawa y Kasebuchi, 1993).

La estimación de  $E$ , además, permitió definir *el agua transpirada* ( $T$ ; Cuadro IV.1, componente 8) por la ecuación [IV.2].

Los procesos de *escurrimiento* (ESC), tanto superficial como subsuperficial, se expresan en el volumen de agua cuantificada a la salida de la subcuenca, en el sistema de vertedero y limnógrafo allí instalados. La generación de escurrimiento está asociada a la tasa de infiltración, a la capacidad de retención hídrica y a la humedad antecedente de los suelos; a la cobertura vegetal del sistema, y a las características de la precipitación (duración, intensidad y frecuencia). Aquí no se separaron ambas fuentes de escurrimiento y, aunque en otras cuencas forestales el flujo dominante es el subsuperficial (Harr, 1977), no pueden realizarse aquí consideraciones sustentadas al respecto.

La percolación profunda o *drenaje* ( $D$ ) y el aporte de agua desde fuentes externas a la  $PPT_B$  y  $R_c$  (en el caso de existir) constituyen en este caso las componentes incógnita del balance. El material parental de la cuenca está constituido por rocas jóvenes (riolita, del terciario y cuaternario, Cervantes *et al.*,

1988), y quebradizas. Las pendientes pronunciadas ( $26^\circ$ ) sugieren que la percolación profunda en las laderas sería mínima, aunque nada se sabe sobre la filtración en los angostos valles por donde circula agua cuando existe escurrimiento. En este trabajo se adoptó el criterio de atribuir el agua al drenaje profundo cuando el balance indicó agua no explicada por exceso y al aporte desde fuentes subterráneas cuando éste indicó agua no explicada por defecto.

### *Agua almacenada en el sistema*

Existen dos compartimentos vinculados al almacenaje de agua en el sistema: el suelo y la vegetación (Black, 1990).

El *almacenaje máximo de agua* en el suelo de la cuenca se calculó con base en mapas de propiedades edáficas (capacidad de campo, profundidad del suelo y densidad aparente) generados por Galicia (1992) para la misma subcuenca de estudio. Para ello se realizó un promedio ponderado considerando el tamaño de las áreas para cada combinación de clases de propiedades. Con esto se tuvo un valor de referencia de contenido de agua máximo en el perfil promedio de la subcuenca, sobre el cual es muy probable la generación de escurrimiento.

La *humedad edáfica (A)* para momentos puntuales del año fue determinada por gravimetría (con  $n = 30$ , muestreo estratificado por sección y ladera dentro de la cuenca): mayo (fin de estación seca), agosto (inicios de estación de crecimiento), octubre (mediados de estación de crecimiento) y febrero (inicio de secas). Estos valores permitieron tener controles puntuales al confeccionar el balance hídrico diario y valores de referencia sobre el agua retenida en el suelo en distintos momentos del año.

Un compartimento adicional es el *almacenaje en la biomasa leñosa en pie* (troncos, ramas y raíces; *M*) el cual en algunos ecosistemas forestales templados llega a ser sustancial (Black, 1990). Borchert (1994a) detectó que las especies leñosas del bosque tropical seco de Guanacaste, Costa Rica, almacenan

---

cantidades de agua en ramas y troncos que permiten el desarrollo de flores y frutos durante la época seca. La propiedad de almacenar agua, está vinculada a la densidad de la madera. Para ponderar la magnitud de este compartimento y su incidencia en la dinámica hidrológica, se realizó una estimación con datos de biomasa leñosa (troncos y ramas) en pie en Chamela en la época seca y de las abundancias relativas en fitomasa de especies de árboles allí presentes (Martínez-Yrizar *et al.*, 1992; Martínez-Yrizar, 1995); información sobre densidades medias de la madera de las especies más abundantes de Chamela (Schulze *et al.*, 1988; Borchert, 1994a), y la siguiente función que vincula el máximo contenido de agua (MCA) en la madera, en base seca ( $\text{g H}_2\text{O} \cdot \text{g}^{-1}$ ), con el peso específico de la madera (PE;  $\text{g cm}^{-3}$ ) (Shulze *et al.*, 1988):

$$\text{MCA} = -0.93 + 1.02/\text{PE} \quad [\text{IV.13}]$$

No se estimó el agua retenida en raíces por carecer de datos apropiados para ello, que, como veremos posteriormente, puede considerarse despreciable dentro del balance anual.

### *Componentes atmosféricos*

El cálculo de la demanda atmosférica (ETP; Cuadro IV.1, componente 16) se realizó por distintas aproximaciones, debido a la dependencia de esta estimación del método utilizado. Fueron consideradas mediciones desde un tanque evaporímetro tipo Pan A ( $ETP_T$ ; Rosenberg, 1983) y dos aproximaciones analíticas: la ecuación de Penman para superficies de agua libre ( $ETP_P$ ; Penman, 1948) y la ecuación de Penman Monteith para superficies vegetadas ( $ETP_{PM}$ ; Monteith, 1965). Detalles de las fórmulas y de los resultados obtenidos pueden hallarse en el *Capítulo III*.

---

La precipitación fue cuantificada por días y meses para el análisis de la dinámica hidrológica y por eventos para su comparación con los patrones históricos de lluvias.

#### **IV.V - Síntesis de datos**

Los datos de base de todas las componentes del balance ( $PPT_B$ ,  $E_d$ ,  $E_m$ ,  $ETR_B$ ,  $R_c$ ,  $ESC$ ,  $ETP$ ) se obtuvieron para lapsos de 24 horas. Estos, junto a los valores de las componentes secundarias derivadas del análisis de datos ( $T$ ,  $\Delta A$ ) fueron sintetizados en valores mensuales. La  $ETR_{BH}$  fue calculada para los períodos comprendidos entre las fechas de muestreo de humedad del suelo y comparadas con cálculos para el mismo período con la estimación de  $ETR$  por el método BREB ( $ETR_B$ ).

El cálculo de la  $ETR_B$  reportó un funcionamiento deficiente a partir del mes de febrero, debido a las características extremadamente secas del ecosistema lo que repercute en el desempeño del sistema de medición tal como se discutió en el *Capítulo III, (Desempeño del método)*. Esto impidió el análisis de datos de  $ETR$  mas allá de febrero, aunque, debido a la ausencia absoluta de precipitaciones durante los meses de febrero a junio o aún hasta julio, es altamente probable que el sistema permanezca prácticamente inactivo desde el punto de vista hidrológico (al menos en las zonas en las cuales el agua subterránea es inaccesible).

El desempeño general del balance hídrico diario se verificó con los valores de contenido de agua edáfica utilizando mediciones gravimétricas a fechas específicas de muestreo. De esos cálculos fue inferido el componente incógnita: para los casos de agua no explicada por exceso (drenaje profundo) o por defecto (aporte de agua desde fuentes externas a la cuenca).

---

## **IV. VI - Resultados y Discusión**

### *Dinámica hidrológica general: evaluación anual*

El Cuadro IV.2 muestra los valores anuales para el ciclo julio 1997-junio 98 de los componentes del balance hídrico y variables asociadas a la dinámica hidrológica. Los cálculos de  $ETR_B$  se cerraron en el mes de febrero como se explicó anteriormente. La ausencia de precipitaciones a partir de ese mes, sólo deja como aporte de agua al rocío ( $R_c$ ). Se asume que  $R_c$  es prácticamente despreciable para la fisiología de la vegetación vascular de la selva durante los meses de febrero hasta el inicio de la lluvia (Barradas y Gonzalez Medellín, en prensa).

La precipitación bruta ( $PPT_B$ ) de este año hidrológico (julio 1997- junio 1998) fue de 598.9 mm. Las lluvias se interrumpieron definitivamente en diciembre y, salvo un pequeño evento en febrero (5 mm), no hubo precipitaciones hasta mas allá de fin de junio de 1998, completando 7 meses de sequía continua. El aporte por rocío ( $R_c$ ) fue de 41.7 mm entre los meses de septiembre y febrero, lo que completó un ingreso de agua al sistema de 640 mm. El 27% de  $PPT_B$  (161 mm) fue perdida como evaporación desde las superficies de intercepción (dosel + mantillo), y no ingresó al suelo mineral. Durante el año analizado la subcuenca de estudio contó con 438 mm (73% de  $PPT_B$ ) que ingresaron al suelo como precipitación efectiva ( $PPT_E$ ) disponibles para ser almacenados, drenados o escurridos.

Analizando los volúmenes de los eventos de precipitaciones se identificó que 13 de las 48 tormentas ocurridas a partir de julio de 1997 (equivalente al 27%) no tuvieron efectos directos sobre la recarga de agua del suelo (Figura IV.2). De los 35 eventos con efecto directo de recarga, el 37% produjo un ingreso de hasta 5 mm, el 23% entre 5 y 10 mm y el 17% entre 10 y 15 mm. Es decir que el 77% de los pulsos de recarga del suelo correspondieron a 15 mm o menos de agua. Los restantes eventos se distribuyen en un 8.5% para aquellos entre 15 y 30 mm y un 14.5% para aquellos mayores a este último valor

Se calculó que se requieren lluvias de 7.9 (en junio-julio); 8.3 (en agosto-septiembre-octubre) y 7.9 (en noviembre-diciembre) mm para producir un ingreso de 5 mm de agua al perfil del suelo durante inicios, mediados y fin de la estación de

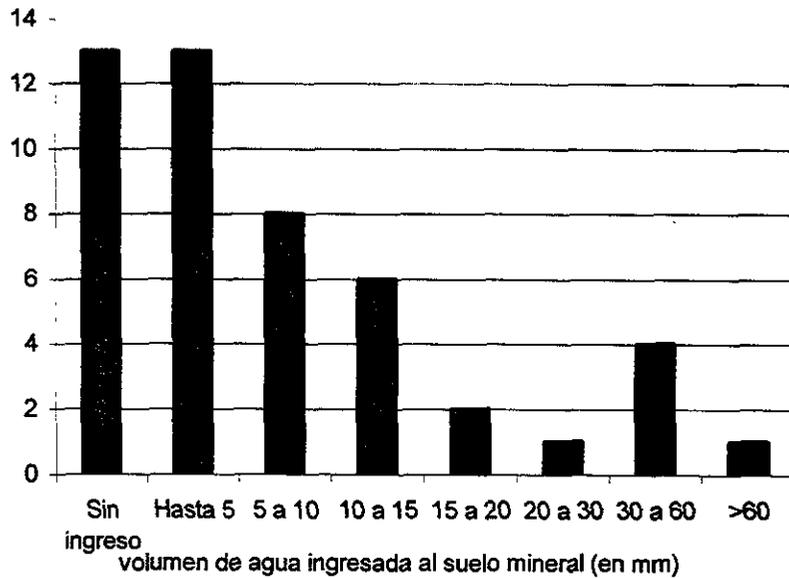
**Cuadro IV.2.** Valores mensuales y anuales de los componentes del balance hídrico para los meses de julio de 1997 a febrero de 1998 en el bosque tropical seco de Chamela, Jalisco. Explicación en el texto.

| en mm  | 1997 |     |     |     | 1998 |     |      |      | Total anual<br>(mm) |
|--|------|-----|-----|-----|------|-----|------|------|---------------------|
|  | Jl   | A   | S   | O   | N    | D   | E    | F    |                     |
| PPT Bruta  | 149  | 34  | 156 | 178 | 71   | 7   | 0    | 5    | 598.9               |
| Rocio  |      |     | 3   | 6   | 8    | 7   | 8    | 9    | 41.7                |
| Ingresos totales   | 149  | 34  | 159 | 184 | 79   | 14  | 8    | 14   | 640.6               |
| Intercepción por el dosel  | 28   | 23  | 44  | 26  | 13   | 2.1 | 0    | 1.3  | 138.0               |
| Intercepción por el mantillo                                     | 8    | 3   | 5   | 2   | 2    | 1.0 | 0    | 0.6  | 22.5                |
| Evaporación total  | 37   | 26  | 53  | 35  | 23   | 10  | 8    | 11   | 202.2               |
| Precipitación efectiva   | 112  | 7   | 107 | 149 | 56   | 4   | 0    | 3    | 438.3               |
| ETR <sub>B</sub> corregida para la vegetación caducifolia (*)    | 102  | 86  | 104 | 129 | 73   | 9   | 0    | 0    | 503.0               |
| Transpiración  | 65   | 60  | 52  | 94  | 50   | 8   | 0    | 0    | 329.0               |
| Humedad simulada en el suelo de la cuenca al final del mes(**)   | 55   | 3   | 58  | 7   | 13   | 8   | 8    | 8    |                     |
| Cambio en la humedad del suelo                                   | 48   | -52 | 55  | -51 | 6    | -7  | 0    | 0    | -1.0                |
| Escurrimiento  | 0    | 0   | 0   | 9   | 0    | 0   | 0    | 0    | 9.1                 |
| Agua excedente (drenaje?)  | 0    | 0   | 0   | 96  | 0    | 0   | 0    | 0    | 96.0                |
| ETR <sub>B</sub> para la vegetación caducifolia y subcaducifolia | 149  | 126 | 104 | 129 | 107  | 80  | 68   | 13   | 776.4               |
| Transpiración  | 112  | 100 | 52  | 94  | 85   | 70  | 60   | 7    | 579.3               |
| Humedad simulada en el suelo de la cuenca al final del mes(**)   | 8    | -84 | -29 | 13  | -15  | -80 | -140 | -144 |                     |
| Agua requerida adicional a los ingresos totales (***)            | 0    | 92  | 0   | 0   | 24   | 66  | 60   | 0    | 242.0               |

(\*) Valores de evapotranspiración real derivados con el método BREB pero corregidos por un factor de 0.68. Explicación en el texto  
(\*\*) Valores de humedad edáfica al final del mes para la simulación de la marcha diaria de humedad en el suelo, bajo los consumos evapotranspirativos derivados del método BREB y de éste corregido por el factor de 0.68 para los suelos de la cuenca. Los valores negativos señalan la necesidad de aporte de agua desde fuentes adicionales a la precipitación bruta y al rocío para explicar el balance.  
(\*\*\*) Valores estimados del agua obtenida por la vegetación subcaducifolia desde fuentes de agua subterránea.



crecimiento respectivamente. Este cálculo se realizó teniendo en cuenta el desarrollo del dosel para cada época del año y una capa de mantillo promedio para la subcuenca de estudio con valores extremos de  $853 \text{ g m}^{-2}$  (para abril-mayo) y  $568 \text{ g m}^{-2}$  (para noviembre-diciembre), (datos promedio para una serie de datos 1982-1989; Martínez-Yrizar A., comun. pers.)



**Figura IV.2.** Gráfico de distribución de frecuencias de los pulsos de ingreso de agua al suelo mineral. El cálculo corresponde a las estimaciones derivadas de las regresiones para intercepción por dosel y mantillo y al mantillo presente en Chamela en cada época del año.

La alta proporción de eventos menores que no alcanzan a producir ingresos de agua al suelo debido a la intercepción por la vegetación en pie y mantillo nos lleva a evaluar con más detalle sus efectos sobre la hidrología del sistema. Es sabido que la permanencia de las superficies vegetales húmedas produce una inhibición transitoria de la transpiración hasta que el agua interceptada es evaporada. Esto produce demora en la extracción de agua del suelo por las plantas en un lapso siguiente al término de la precipitación (Thorud, 1967; Rutter, 1975). Es probable que este mecanismo, junto con el rocío y la elevada humedad relativa durante la

---

mañana, formen parte de los componentes hidrológicos secundarios y se consideren mecanismos sutiles de preservación de la humedad edáfica en este ecosistema.

La estimación del componente *ETR* según la aproximación de Bowen ( $ETR_B$ ) produjo valores más altos que aquellos que pueden ser explicados con el ingreso de agua a la subcuenca por precipitación y rocío. El valor de  $ETR_B$  en términos anuales fue de 776 mm, aunque su cálculo por diferencia en el balance hídrico ( $ETR_{BH}$ ) tradicional fue de 631.5 mm (esto significa una diferencia del 23% entre  $ETR_B$  y  $ETR_{BH}$ ). Asimismo, el cálculo de *ETR* por ambas aproximaciones para el período comprendido entre el 1-7-97 y el 14-8-97 arroja una discrepancia del 44.6% positivo para  $ETR_B$ ; *Capítulo III, Cuadro III.3*). Estas discrepancias condujeron a reconsiderar los supuestos en la implementación de los métodos y pudo detectarse que la estimación de *ETR* realizada con el balance hídrico de la subcuenca sólo contempla el área de vegetación caducifolia que cubre las laderas y partes altas de la cuenca. En cambio, el método de BREB involucra un área mayor que contiene un tipo de vegetación subcaducifolia con características ligeramente diferentes (20 m de altura media del dosel, mayor longevidad de las hojas, mayor proporción de especies perennifolias) que la primera y se ubica por fuera de la subcuenca aforada (*Capítulo III, Comparaciones de resultados*). Estos resultados nos indican que para las áreas cubiertas con vegetación caducifolia, el 98.7% del agua ingresada al sistema por precipitación y rocío es evapotranspirada. La *ETR* calculada por el método BREB es la resultante de los flujos de calor latente de un área con vegetación de los dos tipos. La vegetación subcaducifolia, que se ubica en lugares donde dispone de agua adicional a aquella provista por  $PPT_B$  y  $R_c$ , (posiblemente de fuentes subterráneas), incorpora al aire masas de vapor de agua que significaron, en promedio un 23% mayores a aquellas que podrían haber sido sólo proporcionadas por la vegetación caducifolia. Esta situación condujo a buscar un factor de corrección que permitiera, en una simulación de las variaciones diarias del agua edáfica, estimar la proporción de los flujos evapotranspirativos que sí pudieran ser explicado por el agua de precipitación y rocío dentro de la subcuenca de estudio (ver *Dinámica Hidrológica con detalle mensual y diario*).

Las tasas medias diarias de  $ETR$  calculadas con base en  $ETR_B$  y entendidas como promedios para vegetación caducifolia y subcaducifolia, se ubicaron entre un máximo de 4.8 mm en julio y 1.9 mm en diciembre (Figura IV.3). La proporción de agua derivada a transpiración ( $T$ ) fue de, por lo menos, 429 mm, lo que es equivalente al 98% del agua ingresada al suelo mineral y al 67% del total ( $PPT_B + R_c$ ) en la vegetación caducifolia de la subcuenca de estudio. Las tasas medias diarias de transpiración,  $T$ ; oscilaron entre un máximo de 3.6 mm día<sup>-1</sup> en julio y un mínimo de 1.7 mm día<sup>-1</sup> en septiembre. La razón  $T/ET$  mostrada con asteriscos

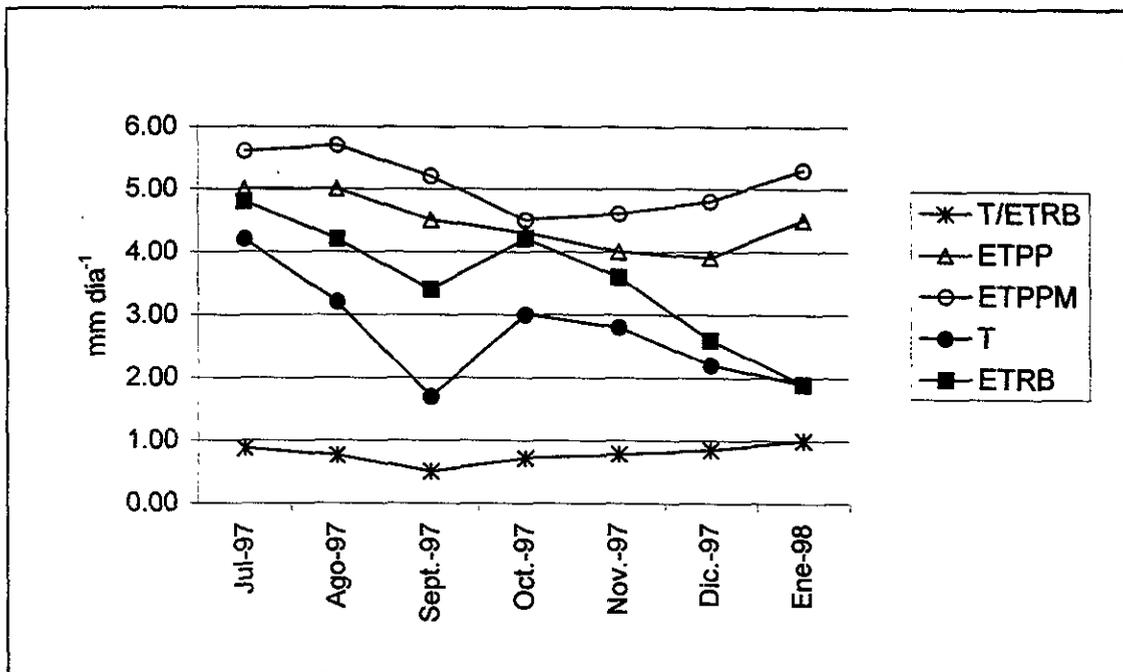


Figura IV.3. Tasas medias diarias de evapotranspiración potencial por Penman, ( $ETP_p$ ) por Penman Monteith ( $ETP_{PM}$ ); evapotranspiración real por BREB ( $ETR_B$ ) transpiración, ( $T$ ), y relación  $T/ET$  para julio 97 a enero 98.

en la Figura IV. 3, se mantuvo alrededor de 0.75 durante los meses de la estación de crecimiento (julio a noviembre), pero se distingió un valor menor para el mes de septiembre (0.5). Estos valores resultaron ser 26% más altos que los del bosque tropical húmedo de Barro Colorado, Panamá (Dietrich *et al.*, 1982). Esto fue atribuido a las mayores tasa de evapotranspiración potencial existentes en el

---

bosque seco las cuales, en presencia de agua, gobiernan la magnitud de este proceso (ver discusión en Capítulo III; *Dinámica de la evapotranspiración*).

La evapotranspiración potencial estimada por dos aproximaciones (ver Capítulo III, *Cuantificación de la demanda atmosférica*), arrojó valores entre 1092 (estimación de Penman) y 1270 mm (estimación de Penman-Monteith), para los meses de estudio (julio 1997 a febrero 1998). Las tasas medias diarias fueron de 3.9 mm para el mes de diciembre ( $ETP_P$ ) y 5 mm en julio y agosto como valores extremos (según la aproximación de la ecuación de Penman). Los valores por la aproximación de Penman Monteith se ubican entre un 6 y un 26% por encima de la estimación de Penman.

El almacenaje de agua en troncos y ramas ( $M$ ) (Cuadro IV.3) se estimó en 6.26 mm, un equivalente a  $63 \text{ m}^3$  por hectárea. En términos del balance hídrico general, este compartimento es extremadamente pequeño, equivalente al 1.1% de  $PPT_B$  (Cuadro IV.2), lo que resulta un volumen prácticamente despreciable en la economía del agua a nivel de la subcuenca. Por lo mismo, llama la atención que esta pequeña porción de agua en el circuito del ecosistema, tenga un papel tan importante en el desempeño de las especies al estar altamente correlacionada con los tiempos fenológicos de la vegetación. Borchert (1994b) detectó que los cambios estacionales en el estado hídrico del árbol, del almacenaje de agua en el tronco y el agua disponible en el suelo en diferentes sitios, estaban altamente correlacionados con la fenología del árbol durante la estación seca y caracterizan la adaptación de tipos de árboles a ciertos sitios dentro del ecosistema de bosque tropical seco. Por ejemplo el género *Spondias* (ciruelo) y otras especies de raíces someras existentes en Guanacaste, Costa Rica, que mudan sus hojas durante los comienzos de la estación seca y luego florecen durante la sequía (Holbrook *et al.*, 1995). Reich y Borchert (1984) reportaron un encogimiento marcado en la circunferencia del tronco durante la estación seca en esta especie con madera de baja densidad.

La capacidad de almacenaje de los suelos de Chamela está limitada por su escasa profundidad y la presencia abundante de grava y materiales gruesos. Se estimó que el perfil representativo en la cuenca (23.5 cm de profundidad;  $1 \text{ g cm}^{-3}$  de

densidad aparente y 24% de capacidad de campo) puede retener una lámina media de agua de 70-75 mm, lo que equivale a un volumen de 10 430 a 11 175 m<sup>3</sup> de en toda la cuenca. A pesar de la limitada capacidad de almacenaje, sólo se

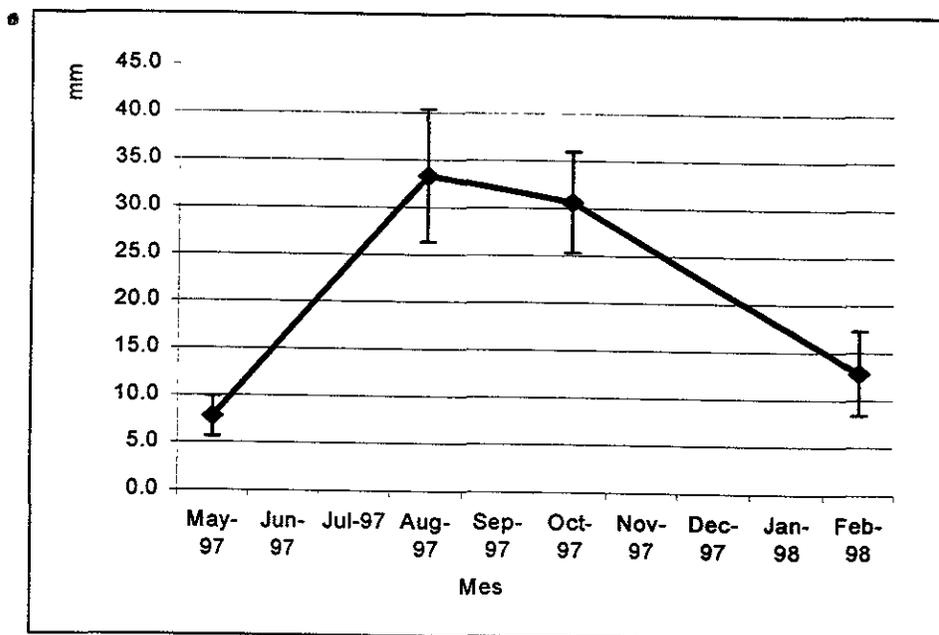
**Cuadro IV.3.** Cálculos para la determinación de agua almacenada en la fitomasa leñosa aérea de una hectárea de estructura de la vegetación representativa del bosque tropical seco de Chamela, Jalisco. CR: contribución relativa a la fitomasa aérea total (%) (Martínez-Yrizar et al, 1992); PP: peso parcial correspondiente a la fracción sobre la fitomasa total (ton/ha); PE: peso específico de la madera (g cm<sup>-3</sup>) (Shulze et al, 1988; Borchert, 1994); MCA: máxima cantidad de agua + derivada de la ecuación [IV.13]; CAA: contenido absoluto de agua (kg agua ha<sup>-1</sup>) para la fracción parcial de fitomasa. En la última columna el equivalente a éste último en lámina de agua (mm o l/m<sup>2</sup>).

| Especie                                   | CR (%)       | PP (ton ha <sup>-1</sup> ) | PE (g cm <sup>-3</sup> ) | MCA (g H <sub>2</sub> O g <sup>-1</sup> ) | CAA (Kg H <sub>2</sub> O ha <sup>-1</sup> ) | Agua (mm)   |
|---|--------------|----------------------------|--------------------------|---|---|-------------|
| <i>Caesalpinia eriostachys</i> Benth.     | 33.43        | 25.98                      | 0.74                     | 0.45                                      | 11646.68                                    | 1.16        |
| <i>Thouinia paucidentata</i> Radlk.       | 8.7          | 6.76                       | 0.67                     | 0.59                                      | 4004.48                                     | 0.40        |
| <i>Apoplanesia paniculata</i> Presl.      | 7.94         | 6.17                       | 0.67                     | 0.59                                      | 3654.67                                     | 0.37        |
| <i>Lonchocarpus constrictus</i> Pitt.     | 6.56         | 5.10                       | 0.91                     | 0.19                                      | 972.93                                      | 0.10        |
| <i>Caesalpinia coriaria</i> (Jacq.) Willd | 5.08         | 3.95                       | 0.67                     | 0.59                                      | 2338.25                                     | 0.23        |
| <i>Ipomea wolcottiana</i> Rose            | 3.67         | 2.85                       | 0.34                     | 2.07                                      | 5902.79                                     | 0.59        |
| <i>Lonchocarpus lanceolatus</i> Benth.    | 3.37         | 2.62                       | 0.91                     | 0.19                                      | 499.82                                      | 0.05        |
| <i>Opuntia excelsa</i> Sanchez-Mejorada   | 3.32         | 2.58                       | 0.26                     | 2.99                                      | 7721.06                                     | 0.77        |
| <i>Lysiloma microphylla</i> Benth.        | 3.01         | 2.34                       | 0.92                     | 0.18                                      | 417.93                                      | 0.04        |
| <i>Heliocarpus pallidus</i> Rose          | 1.83         | 1.42                       | 0.67                     | 0.59                                      | 842.32                                      | 0.08        |
| <i>Bursera excelsa</i> (HBK) Engl.        | 1.77         | 1.38                       | 0.47                     | 1.24                                      | 1705.65                                     | 0.17        |
| <i>Caesalpinia sclerocarpa</i> Standl.    | 1.74         | 1.35                       | 0.74                     | 0.45                                      | 606.20                                      | 0.06        |
| <i>Cordia elaeagnoides</i> DC.            | 1.66         | 1.29                       | 0.7                      | 0.53                                      | 679.92                                      | 0.07        |
| <i>Jatropha malacophylla</i> Standl.      | 1.56         | 1.21                       | 0.34                     | 2.07                                      | 2509.09                                     | 0.25        |
| <i>Guettarda elliptica</i> Sw.            | 1.5          | 1.17                       | 0.42                     | 1.50                                      | 1746.59                                     | 0.17        |
| Otros                                     | 14.86        | 11.55                      | 0.42                     | 1.50                                      | 17302.84                                    | 1.73        |
| <b>Totales:</b>                           | <b>100.0</b> | <b>77.70</b>               |                          |   | <b>62551.21</b>                             | <b>6.26</b> |

produjeron tres eventos de escurrimiento durante octubre, que fueron equivalentes a una lámina de agua de 9.1 mm, y representaron un 1.5% de las precipitaciones brutas.

Las variaciones del agua edáfica para los momentos del año medidos por gravimetría se muestran en la Figura IV.4. Estos contenidos corresponden a muestreos sobre las laderas de la subcuenca de estudio. Los contenidos mínimos correspondieron a mayo (fin de estación seca) y febrero (mediados de estación seca), y arrojaron valores medios para todo el perfil de una lámina de agua de 8 mm. Los muestreos puntuales de agosto y octubre mantuvieron niveles de agua en el suelo muy similares, alrededor de los 33 mm, aproximadamente en un 50% de su capacidad de campo.

El muestreo del mes de febrero fue precedido por un pequeño evento de lluvia extemporáneo de 5 mm que produjo un leve incremento en la humedad puntual a mediados de la estación seca. Estos muestreos puntuales fueron utilizados para controlar una simulación de marcha de humedad del suelo en un balance diario para la subcuenca de estudio, considerando los valores de *ETR* estimados por BREB para cada lapso definido entre muestreos.



**Figura IV.4.** Marcha de humedad edáfica para momentos puntuales del año, en lámina de agua (mm) para el perfil promedio (23.5 cm de profundidad) en la subcuenca de estudio (Cuenca I, Chamela).

---

### *Dinámica hidrológica con detalle mensual y diario*

Dentro de la estación de lluvias pueden distinguirse dos períodos: los meses de julio, agosto y septiembre, que concentran el 70% de las lluvias; y los meses de junio y octubre que si bien representan un 20% de la  $PPT_B$ , regulan el inicio y fin de la estación de crecimiento (García Oliva, 1992). En el ciclo hidrológico analizado, el 41.5% de las precipitaciones cayeron durante los meses de octubre y noviembre, y las lluvias previas a la estación de lluvias (meses de mayo y junio) sólo aportaron volúmenes menores que totalizaron 7.5 mm en 3 eventos. El umbral de lluvias requerido para la rehidratación y ruptura de yemas se calcula en 20-40 mm en árboles moderadamente estresados por falta de agua, pero lluvias mayores a 50-60 mm parecen disparar el desarrollo foliar en la mayoría de los árboles dominantes en las selvas secas (Reich y Borchert, 1982; Reich y Borchert, 1984), y la respuesta a su rehidratación es notablemente rápida (2 a 3 días; Borchert, 1994c). El patrón de precipitaciones observado durante el ciclo 97-98 en Chamela corresponde a un inicio tardío de la estación de crecimiento y a una extensión de ésta hacia los últimos meses del año. Debe contemplarse, por lo tanto, que la caracterización aquí realizada de la dinámica hidrológica corresponde exclusivamente a estas circunstancias.

El *inicio* de la estación de crecimiento fue disparado por dos eventos muy grandes de precipitación (40 y 55 mm) durante el mes de *julio* (Figura IV.5). Estos dos eventos produjeron además de la rehidratación de las yemas, un almacenaje de agua en el suelo que no produjo escurrimiento detectado en los vertedores, pero que abasteció la demanda evapotranspirativa todo el mes. Para julio se estimó una  $ETP$  media diaria de 5.0 y 5.66 mm, ( $ETP$  Penman y Penman Monteith respectivamente).

La  $ETR_B$  media diaria para el área completa (vegetación caducifolia y subcaducifolia) fue estimada en 4.8 mm por lo cual, durante ese mes, el déficit hídrico puede considerarse mínimo (4% sobre  $ETP_P$ ). El 25% del agua precipitada se interceptó y evaporó desde las superficies con vegetación. La precipitación efectiva fue de 112 mm.

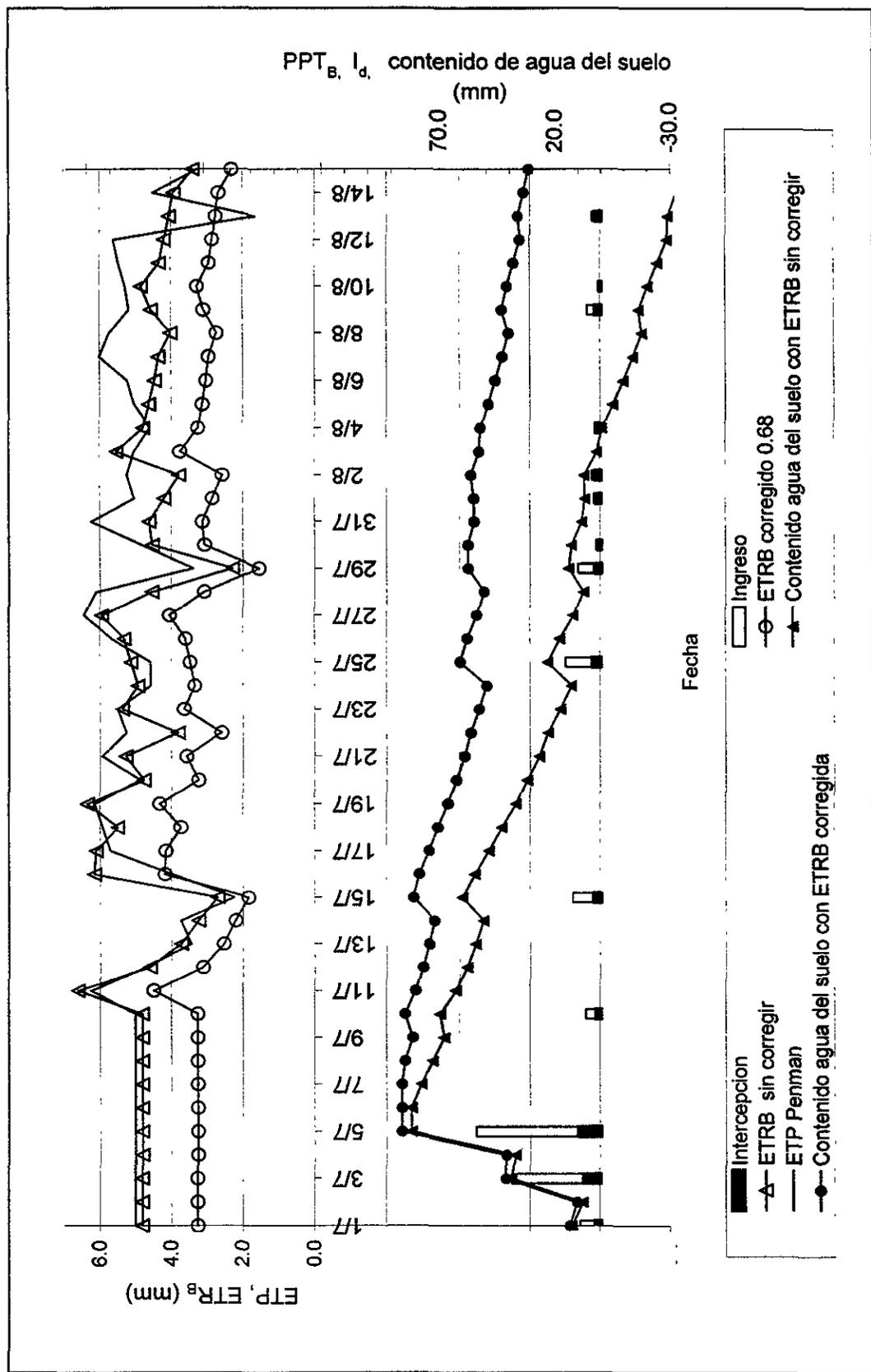


Figura IV.5. Balance hídrico para el lapso comprendido entre el 1/7/97 y el 15/8/97 en Chamela. SOBRE EL EJE DERECHO: Agua total interceptada; precipitación efectiva (ingreso al suelo), contenido de agua del suelo simulada bajo dos estimaciones de ETR: ETR<sub>B</sub> y ETR<sub>B</sub> corregida por un factor de 0.68. SOBRE EL EJE IZQUIERDO: ETP, ETR<sub>B</sub> y ETR<sub>B</sub> corregida. Las barras exclusivamente negras son eventos de PPT<sub>B</sub> sin ingreso de agua al suelo mineral.

---

Durante el mes de agosto, se produjeron 11 eventos de precipitación todos de pequeña magnitud. De ellos, 5 no tuvieron efecto directo de ingreso de agua al suelo mineral y otros dos no superaron los 0.30 mm. Esto condujo a que el 69% del agua precipitada durante este mes fuera evaporada desde las superficies húmedas. La evapotranspiración potencial ( $ETP$ ) es, junto a la de julio, la más alta del año, con 154 (para  $ETP_P$ ) a 176 mm (para  $ETP_{PM}$ ) estimados según la aproximación utilizada, lo que arroja tasas medias diarias de 5.0 y 5.7 mm respectivamente. La  $ETR_B$  diaria para este mes se estimó en 4.2 mm (Figura IV.4), lo que significa un déficit hídrico reducido para las características de este mes.

El período comprendido en el 1-7-97 y el 14-8-97, fue el primero de los analizados con simulación de la marcha diaria del agua del suelo para la subcuenca de estudio (Figura IV.5). Los valores de  $ETR_B$  estimados no parecen reproducir lo que ocurre en las laderas de ésta, debido a que esas tasas de descarga de agua del suelo llevarían a valores negativos de humedad edáfica hacia el 14 de agosto, fecha en la cual ésta fue medida. De acuerdo a esto, se siguió un procedimiento iterativo para buscar un factor de corrección para aplicar sobre los valores de  $ETR_B$  que permitiera que la simulación de agua del suelo alcanzara los valores medidos en la subcuenca. De ese procedimiento se obtuvo un factor de 0.68 que, aplicado sobre los datos de  $ETR_B$  de julio y agosto, permite alcanzar en la fecha prevista el contenido de humedad del suelo medido.

Este ejercicio de simulación nos permite ver que, la vegetación de la subcuenca, exclusivamente de tipo caducifolio, sólo podría evapotranspirar un 68% de los valores de  $ETR$  estimados por el método BREB durante los meses de julio y agosto, los inicios de la estación de crecimiento. La vegetación subcaducifolia, que está incidiendo sobre las masas resultantes de vapor de agua en el aire, mantiene en este mismo período tasas superiores de evapotranspiración, posiblemente, muy cercanas a las potenciales.

---

Entre los días 15-8-97 y el 23-10-97 se pudo realizar un segundo examen de la marcha del balance hídrico en el sistema de subcuenca estudiado (Figura IV.6), el cual abarcó el mes de *septiembre*, que corresponde al mes con mayor número de eventos de precipitación dentro del patrón histórico (García Oliva, 1992) y también en el ciclo hidrológico analizado (Cuadro IV.2).

Durante *septiembre* también predominaron las tormentas pequeñas, que proporcionaron ingresos de agua al suelo pequeños pero continuos. De los 17 días con precipitación ocurridos en este mes, 7 de ellos (41%) no tuvieron efectos directos en la recarga hídrica del suelo. Las tasas de evapotranspiración potencial (ETP) media diaria para el mes de *septiembre* y *octubre* fueron de 4.51-5.18 y 4.25-4.52 mm respectivamente ( $ETP_P$  y  $ETP_{PM}$ ), y las de  $ETR_B$ , 3.4 y 4.2 mm. Es llamativa la menor  $ETR$  de *septiembre* respecto a sus valores potenciales (Figura IV.3) dado que es el mes con mayor número de precipitaciones de toda la estación de crecimiento y con suministro adecuado de agua edáfica. Este fenómeno puede obedecer a dos posibles razones: 1) que la estimación de la evapotranspiración potencial realizada a 7 m sobre el dosel sea superior a aquella realmente existente en el entorno inmediato de la vegetación por las modificaciones microclimáticas particularmente la muy alta humedad relativa, o 2) que otras limitaciones ambientales como la baja radiación solar directa sobre el dosel ( $Q_c$ ) y la fotosintéticamente activa (RFA) que existen en este mes (Barradas, 1991; Moreno, 1998), estén influyendo en una disminución de la actividad fotosintética y de la transpiración. Se contabilizaron 11 días durante este mes en los cuales la transpiración fue 0 o no superó los 0.24 mm.

Para la confección del balance hídrico diario, se consideró que durante los meses de *septiembre* y *octubre*, la actividad de la vegetación caducifolia de la subcuenca de estudio no estuvo limitada por agua, por lo cual los datos de  $ETR$  estimados por el método BREB no fueron corregidos para esos meses.

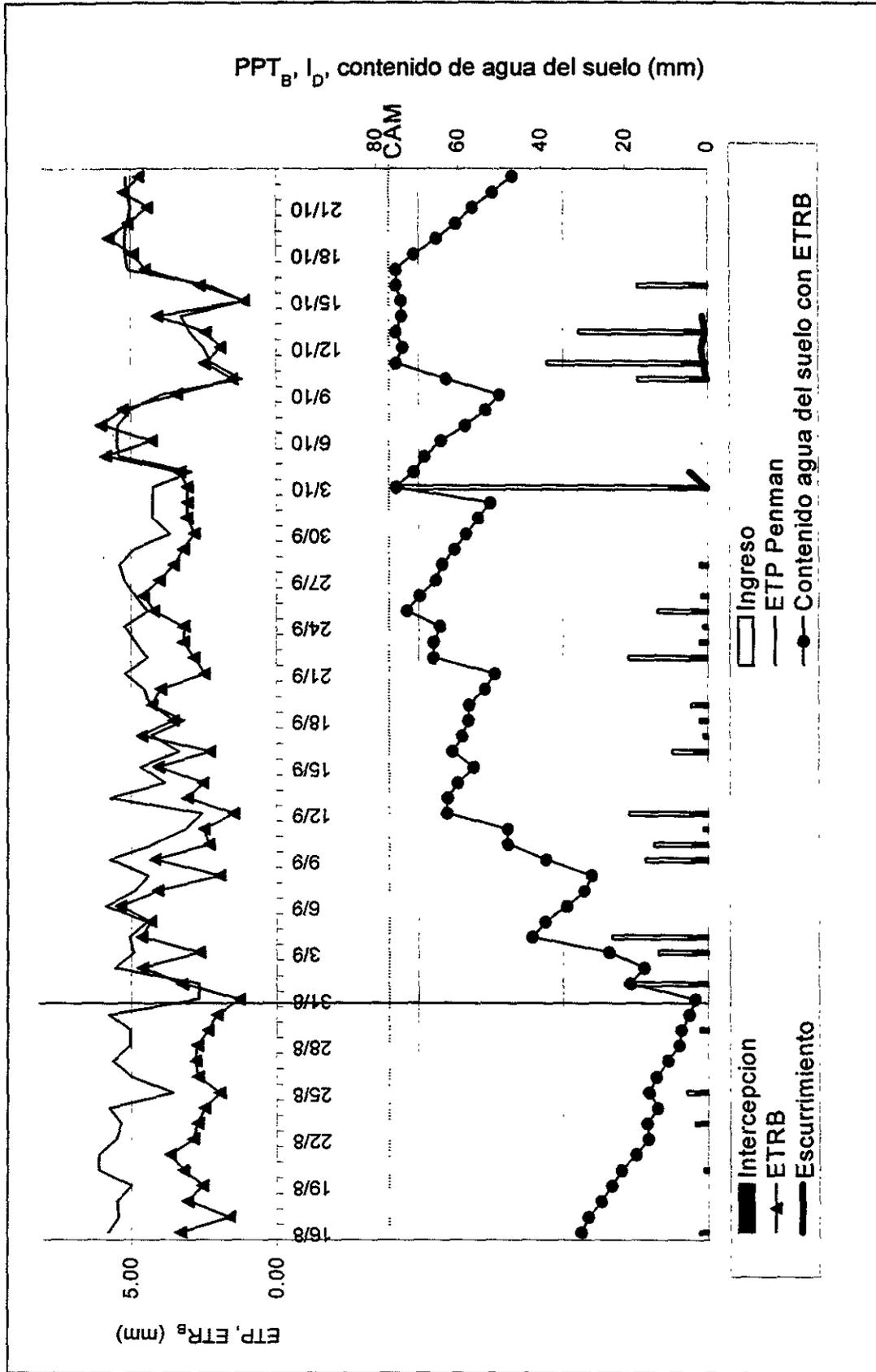


Figura IV. 6. Balance hídrico para el lapso comprendido entre el 16/8/97 y el 23/10/97 en Chamela. SOBRE EL EJE DERECHO: Agua total interceptada; precipitación efectiva (ingreso al suelo mineral), contenido de agua del suelo simulada SOBRE EL EJE IZQUIERDO: ETP<sub>p</sub>, ETR<sub>B</sub> corregida hasta agosto (línea vertical) y sin corregir para los restantes días. CAM: contenido máximo de agua en el suelo.

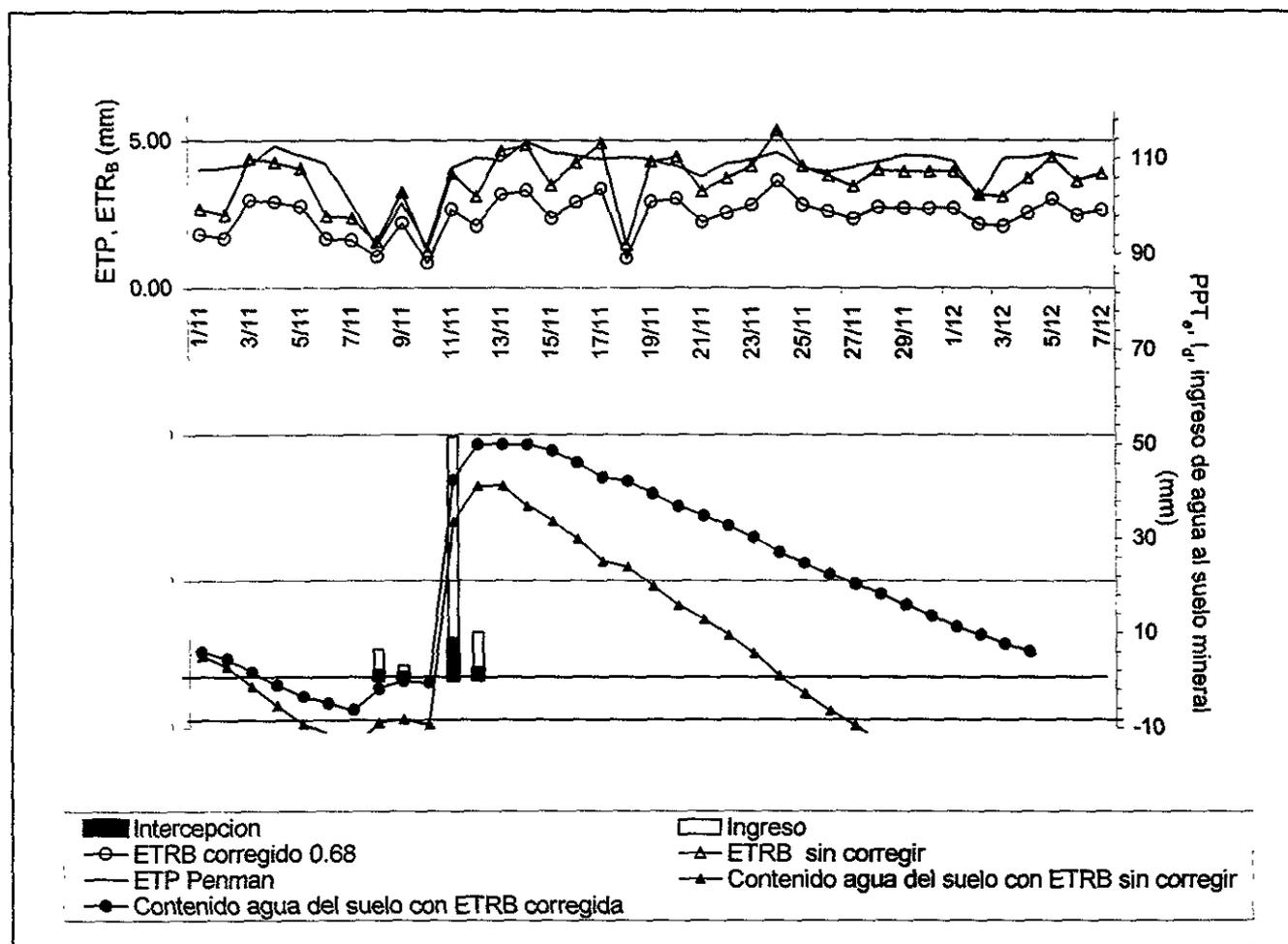
---

El contenido de humedad del suelo durante septiembre y octubre mantuvo niveles considerablemente altos. Bajo esas condiciones de humedad edáfica precipitaciones medianamente importantes como el ocurrido el 3 de octubre provocaron escurrimientos, que totalizaron 9.1 mm, equivalente al 1.5% de  $PPT_B$ . Se estimó que los escurrimientos en la Cuenca I de Chamela aparecieron cuando el contenido medio de agua del suelo superó los 75 mm. Durante los momentos de escurrimiento en el sistema, se detectó un volumen de agua excedente (Cuadro IV.2) de 96 mm, considerando los contenidos máximos de agua en el perfil estimados. Es posible que hayan existido, entonces, filtraciones o percolación hacia los estratos más profundos durante los momentos de escurrimiento en el lecho rocoso del arroyo. Como este volumen es 10 veces mayor que el agua escurrida en esta cuenca, queda pendiente el control de las capacidades de almacenaje del suelo en las partes altas de la cuenca para definir con mayor seguridad este componente del balance. El contenido de agua del suelo medido el día 23 de octubre fue de 30 mm (Figura IV.4), valor cercano a los 42 mm obtenidos de la simulación de la marcha de humedad bajo los supuestos de este modelo de balance hídrico.

Los últimos días del mes de octubre (15 días posteriores a la última precipitación), el agua del suelo simulada para la subcuenca de estudio alcanzó sus valores mínimos. Este estado hídrico se prolongó durante 15 días hasta la última tormenta ciclónica del año ocurrida a mediados de *noviembre*. Este evento de 51 mm tuvo un efecto pronunciado en la recarga hídrica del suelo, aunque no provocó escurrimiento en la cuenca (Figura IV.7). La simulación de la descarga del agua del suelo para noviembre también fue corregida con el factor 0.68 calculado anteriormente. Ambas situaciones simuladas, se graficaron en la Figura IV.7. Puede verse que bajo las tasas de  $ETR_B$  estimadas para el área total, el agotamiento del agua del suelo ocurrió 12 días posteriores a la última precipitación. Con los valores de  $ETR_B$  corregidos con el mismo criterio derivado en los inicios de la estación de crecimiento, el agua edáfica disponible se prolonga 10 días adicionales. De todos modos, los últimos días de noviembre o primeros días del mes de *diciembre* constituyen el final de la estación de crecimiento para la vegetación caducifolia de la

subcuenca de estudio, que se atribuye al agotamiento definitivo de sus reservas de agua almacenada en el suelo.

Durante los meses de octubre y noviembre el rocío ( $R_c$ ) mantuvo su presencia con aportes entre 6 y 8 mm (Cuadro IV.2), y contribuyó al retardo del inicio de la transpiración durante las primeras horas de la mañana. Barradas y González Medellín (en prensa) estimaron la persistencia del rocío en una hora posterior al amanecer en los estratos altos y en hasta dos horas más en los estratos inferiores, con presencia de rocío hasta las 10:30 y 11:00 horas de la mañana.



**Figura IV.7.** Componentes del balance hídrico para el mes de noviembre y diciembre, en la subcuenca de estudio, en Chamela, Jalisco. **SOBRE EL EJE DERECHO:** Agua total interceptada, precipitación efectiva, contenido de agua del suelo simulada según  $ETR_B$  y según  $ETR_B$  corregida por el factor 0.68. **SOBRE EL EJE IZQUIERDO:**  $ETP_p$ ,  $ETR_B$  y  $ETR_B$  corregida.

---

Durante los meses de enero y febrero, los valores de  $ETR_B$  excedieron nuevamente aquellos explicables por diferencia en el balance hídrico de la subcuenca. La vegetación caducifolia carece prácticamente de hojas, por lo que los 68 y 13 mm de  $ETR$  para enero y febrero derivados de la estimación del método, probablemente son producto de los flujos de calor latente incorporados a la masa de aire por la vegetación subcaducifolia externa a la cuenca de estudio. En febrero de 1998, el contenido de agua del suelo medido en las laderas de la subcuenca (4.9%, DS: 1.7; Figura IV.4), no difiere de aquel medido en el mes de mayo 97 (3.0%; DS: 0.81). Este estado hídrico del suelo, junto con la falta de precipitaciones durante los meses de marzo a junio, puede considerarse el fin del ciclo hidrológico para estos sitios. Moreno (1998) midió en esta misma área en el mes de mayo de 1997 potenciales hídricos foliares,  $\Psi$ , (sobre las especies que conservaron alguna hoja) de entre -3.7 (al amanecer) y -4.2 (promedio diario) MPa en la misma cuenca de estudio. Puede estipularse entonces, que estos son los potenciales hídricos del agua del suelo para los meses de sequía en Chamela, los que superan ampliamente el tradicional -1.5 MPa, considerado el punto de marchitez permanente para los cultivos agrícolas. La vegetación de esta selva posee, sin duda, mecanismos adaptativos que le permite alcanzar potenciales hídricos foliares tan extremos y utilizar el agua edáfica que los cultivos por lo general no pueden aprovechar.

Es por esto que la vegetación subcaducifolia puede mantener durante esos meses secos una mínima actividad de transpiración, sostenida, posiblemente por fuentes subterráneas.

### *Pluviografía del año 1997*

Durante el año 1997, el fenómeno ENSO se expresó de manera muy acentuada durante el segundo semestre sobre la costa del Pacífico mexicano. Para evaluar si El Niño produjo anomalías en los patrones de precipitaciones del año de

---

estudio en Chamela, se revisaron algunos indicadores para la caracterización general del año 97. Debido a que Chamela existe gran variación en la cantidad y duración de las tormentas que dificultan distinguir un patrón pluvial entre años (García Oliva, 1992), este estudio comparó algunos descriptores de la precipitación utilizando una serie histórica analizada por García Oliva, (1992) y los datos de las lluvias registradas en los últimos cinco años.

La precipitación bruta para el año 1997 (627.5 mm) fue menor pero cercana al promedio histórico 1983-1990 (679.2 mm). Para el año 1997 se contabilizaron 63 eventos, de los cuales el 76% se ubicó entre junio y octubre. La cantidad total de eventos es la mayor entre los últimos cinco años, pero no es un valor extremo en la serie histórica. La distribución en el tamaño de los eventos de este año correspondió a una distribución gamma con el 63% de los eventos menores a 8 mm. En todo el ciclo hubo 5 eventos de entre 30 y 60 mm, cantidad alta pero no excepcional y un solo evento mayor a 60 mm; cantidad entre las menores de los últimos cinco años para esta clase. La ocurrencia de los grandes eventos esta distribuída hacia comienzos (julio = 2) y fin de la estación de crecimiento (octubre = 3 y noviembre = 1). Los grandes eventos de octubre y noviembre correspondieron a tormentas ciclónicas que azotaron toda la Costa del Pacífico con especial fuerza durante este año, aunque su manifestación en Chamela no excedió los parámetros de otros años (magnitud, generación de escurrimiento, por ejemplo). Las lluvias de octubre produjeron tres escurrimientos durante ese mes y las láminas de agua producidas también se encontraron dentro del intervalo de los escurrimientos históricos ocurridos en esta cuenca.

Se ha destacado que la distribución de lluvias a lo largo del año y principalmente en la temporada de lluvias, son criterios más importantes para definir el estatus hídrico del año en comparación con los valores totales anuales. En la Figura IV.8 se presentan los promedios mensuales para cantidad de eventos para la serie histórica 83-90 y para los años 92 a 97. Puede observarse que el patrón para el año 1997 es muy similar al patrón de valores históricos. Las mayores diferencias detectadas son el mayor número de eventos para el mes de septiembre y para el mes de noviembre aunque estos valores no son excepcionales en relación con los

últimos cinco años. También se nota con claridad el inicio tardío de la estación de lluvias, pues el número de eventos para el mes de junio fue el menor de todos ellos.

Puede concluirse que los descriptores aquí analizados para las precipitaciones brutas del año 1997, se encuentran dentro de los intervalos de lluvias históricas (1983–1990) y de los últimos cinco años, y entre ellos no se detectaron discrepancias fuertes con las tendencias históricas. La dinámica hidrológica aquí descrita correspondió a un año con inicio tardío de la estación de crecimiento y con una pronunciada extensión hacia el fin del año (meses de octubre y noviembre).

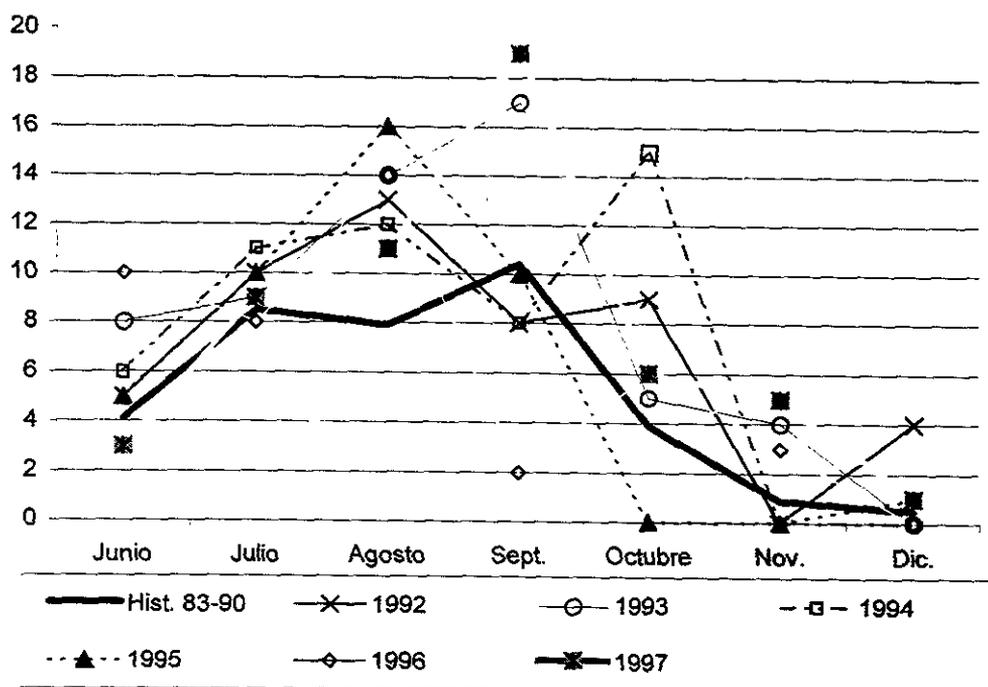


Figura IV.8 Distribución de frecuencias de número de eventos mensuales para el año 1997, para la serie histórica 83 – 90 y para los años individuales 92 a 96.

---

#### **IV.V - Conclusiones y consideraciones finales**

El análisis de la dinámica hidrológica de este ecosistema permitió obtener algunos valores de referencia para sus procesos, bajo las características del año evaluado, lo que ayuda a comprender su funcionamiento hidrológico.

El disparo del crecimiento de la vegetación inicia con un evento de precipitación de gran magnitud (> 50 mm). A partir de allí el desarrollo y crecimiento de la biomasa verde está sustentada en el máximo aprovechamiento de pequeños pero relativamente continuos ingresos de agua a los primeros centímetros de suelo (meses de julio, agosto y septiembre). El agua interceptada por el dosel y el mantillo, (27% de la precipitación bruta), si bien no ingresa al suelo, produce el retardo del consumo de agua edáfica, especialmente en el mes de septiembre. Este proceso, junto a la existencia de humedad de condensación por las mañanas y la presencia de mantillo sobre el suelo que preserva de la evaporación directa de la primera capa de suelo son mecanismos que integran la dinámica hidrológica de este ecosistema. El 27% de los eventos no produjeron efectos directos sobre la recarga hídrica del suelo. De los pulsos de ingreso, el 60% fueron menores a 10 mm, los cuales sólo humedecen los primeros centímetros de suelo y son susceptibles de ser evaporados en situaciones de suelo expuesto. La competencia establecida entre el consumo transpirativo por la vegetación y las altas demandas atmosféricas de estos meses, realza la importancia del papel que juega la capa de mantillo en el mantenimiento de la humedad superficial mientras es utilizada por la vegetación. La evapotranspiración potencial es relativamente uniforme, con tasas diarias entre 3.9 mm en diciembre y 5 mm en julio (estimación por Penman). Dentro de los meses de la estación húmeda, el mes de menor déficit hídrico fue octubre (0.18 mm diarios). Durante septiembre, existe un retraso del consumo de agua edáfica expresada en una baja tasa de transpiración, atribuible a aspectos microclimáticos por debajo del dosel, como una baja presión de vapor y una menor radiación solar y PAR. Más allá de fines de noviembre o principios de diciembre, la vegetación caducifolia no presenta ninguna actividad de transpiración debido al agotamiento absoluto de las reservas del suelo. La vegetación subcaducifolia de sitios más bajos, sin embargo, mantiene una mayor actividad tanto a principios de la estación de crecimiento

---

(lluvias de julio y agosto), como a finales de ella (diciembre y enero). Esto se expresó en la presencia de flujos de vapor de agua en el aire mayores a aquellos que pudieron ser aportados exclusivamente por la vegetación caducifolia de la subcuenca.

Los grandes eventos ciclónicos que ocurren usualmente en octubre y noviembre producen recargas significativas del agua del suelo y de ellas depende la longitud final de la estación de crecimiento. El escurrimiento sólo se expresó eventualmente para grandes eventos pero bajo condiciones de humedad edáfica inicial altas, aunque no es un fenómeno dominante en este ecosistema (Maass *et al.*, 1988).

Finalmente, el uso y conservación de las extensiones aún existentes de bosque tropical seco o selva baja caducifolia en la costa del Pacífico mexicano deberán asegurar la preservación del acoplamiento entre la biota y su dinámica hidrológica. Los ritmos hidrológicos aquí descritos y su relación con otros ciclos biogeoquímicos deben ser respetados para garantizar la integridad del ecosistema.

---

## **Bibliografía citada**

Barradas, V.L.; L. Fanjul. 1985. Equilibrio hídrico y evapotranspiración en una selva baja caducifolia de la costa de Jalisco, Mexico. *Biótica* 10: 199-210.

Barradas, V. 1991. Radiation regime in a Tropical Dry Deciduous Forest in Western Mexico. *Theoretical and Applied Climatology* 44: 57-64.

Barradas, V.; G. González Medellín. En prensa. Dew and its effect on two hliophile understory species of a tropical dry deciduous forest in México. *International Journal of Biometeorology*.

Black, P. E. 1990. *Watershed Hydrology*. Prentice Hall.

Borchert, R. 1994a. Soil and stem water storage determine phenology and distribution of tropical dry forest trees. *Ecology* 75: 1437-1449.

Borchert, R. 1994b. Water status and development of tropical trees during seasonal drought. *Trees* 8: 115-125.

Borchert, R. 1994c. Induction of rehydration and bud break by irrigation or rain in deciduous trees of a tropical dry forest in Costa Rica. *Trees* 8: 198-204.

Castellanos, J. ; M. Maass; J. Kummerow. 1991. Root biomass of a dry deciduous tropical forest in Mexico. *Plant and Soil* 131: 225-228.

Cervantes, L.; M . Maass; R. Domínguez. 1988. Relación lluvia-escurrimiento en un sistema pequeño de cuencas de selva baja caducifolia. *Ingeniería Hidráulica en México*, (enero -abril).

De Ita Martínez, C.; V. Barradas. 1986. El clima y los patrones de producción agrícola en una selva baja caducifolia de la costa de Jalisco, México. *Biótica* 11: 237- 245.

Dunne, T.; L. Leopold. 1978. *Water in Environmental Planning*. Freeman and Company, San Francisco.

Galicia, L. 1992. Influencia de la variabilidad de la forma de pendiente en las propiedades físicas del suelo y su capacidad de retención de agua en una cuenca tropical estacional. Tesis de Licenciatura en Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM.

Galicia G., L.; F. García Oliva; J. Lopez Blanco. 1995. Efecto de la estructura jerárquica del relieve en la distribución de las características físicas de los suelos en una cuenca tropical estacional mexicana. *Investigacions Geogràfiques Boletín* 3: 53-75. Intsituto de Geografia UNAM.

García Oliva, F. 1992. Análisis de tormentas y erosividad de la lluvia en un ecosistema tropical estacional en Chamela, Jalisco, México. Tesis Doctoral. Instituto de Ecología UNAM, México.

Hasegawa, S.; T. Kasabuchi. 1993. Water regimes in fields with vegetation. En: *Water Flow in Soils*. Miyazaki T.; S. Hasegawa; T. Kasubuchi. Marcel Dekker, Inc, pp 221- 253.

Hewlett, J.D.1982. *Principles of Forest Hydrology*. The University of Georgia Press. Athens. USA.

- 
- Holbrook, N. M.; J. Whitbeck, H. Mooney. 1995. Drought responses of neotropical dry forest trees. En: *Seasonally Dry Tropical Forests*. Bullock, S.; H. Mooney; E. Medina (eds.) Cambridge University Press..
- Jaramillo, V.; R. Sanford. 1995. Nutrient cycling in tropical deciduous forest.. En: *Seasonally Dry Tropical Forest*. Bullock, S.; H. Mooney; E. Medina (eds.). Cambridge University Press.
- Jones, H. 1992. *Plant and Microclimate*. Cambridge University Press. 427 pp.
- Kimmins, J.P. 1987. *Forest Ecology*. MacMillan Pub. Co, New York, 531 pp.
- Lott, E. 1985. *Listados Florísticos de México. III: La Estación de Biología de Chamela, Jalisco*. Herbario Nacional, Instituto de Biología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Maass, J.M.; C.F. Jordan; J. Sarukhán. 1988. Soil erosion and nutrient losses in seasonal tropical agroecosystems under various management techniques. *Journal of Applied Ecology* 25: 595-607.
- Maass, J. M.; V. Jaramillo; A. Martínez-Yrizar; F. García Oliva; J. Sarukhán. 1994. *The Chamela Watershed Project*. Instituto de Ecología, UNAM, México. Folleto de Divulgación.
- Maass. J.M. 1995. Tropical deciduous forest conversion to pasture and agriculture. En: *Seasonally Dry Tropical Forest*. Bullock, S.; H. Mooney; E. Medina (eds.). Cambridge University Press, pp.399-422.
- Martínez-Yrizar, A.; J. Sarukhán. 1990. Litterfall patterns in a tropical deciduous forest in México over a five-year period. *Journal of Tropical Ecology* 6: 433-444.
- Martínez-Yrizar, A.; J. Sarukhán; A. Pérez-Jiménez; E. Rincón; M. Maass; A. Solís-Magallanes; L. Cervantes. 1992. Above-ground phytomass of a tropical deciduous forest on the coast of Jalisco, México. *Journal of Tropical Ecology* 8: 87- 96.
- Martínez-Yrizar, A.; J. Sarukhán. 1993. Cambios estacionales del mantillo en el suelo de un bosque tropical caducifolio y subcaducifolio en Chamela, Jalisco, México. *Acta Botánica de México* 21: 1-6.
- Martínez - Yrizar, A. 1995. Biomass distribution, productivity and decomposition in tropical deciduous forest ecosystems. En: *Seasonally Dry Tropical Forest* Mooney, H, E. Medina, S. Bullock (eds.); Cambridge University Press, pp. 326- 345.
- Moreno, E. 1998. Variación espacial y temporal de la conductancia estomática y del potencial hídrico foliar de una selva baja caducifolia en Chamela, Jalisco, México. Tesis de Licenciatura, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, México, 89 pp.
- Murphy, P.; A. Lugo; A. Murphy; D. Nepstad. 1989. The Dry Forests of Puerto Rico's South Coast. En: *Tropical Forests: Management and Ecology*. Ecological Studies N 112. Lugo A.; C. Lowe (eds.). Springer-Verlag, Nueva York, pp.178-209.
- Murphy, P. & A. Lugo. 1995. Dry Forests of Central America and the Caribbean. En: *Seasonally Dry Tropical Forests*. Bullock S; H. Mooney & E. Medina (eds.) Cambridge University Press, pp. 9 - 34.

- 
- Reich, P.; R. Borchert. 1982. Phenology and ecophysiology of the tropical tree, *Tabebuia neochrysantha* (Bignoniaceae). *Ecology* 63: 294-299.
- Reich, P.; R. Borchert. 1984. Water stress and tree phenology in a tropical dry forest in the lowland of Costa Rica. *Journal of Ecology* 72: 61-74.
- Rosenberg, N.J. 1983 (2<sup>nd</sup> edition). Evaporation and evapotranspiration. En: *Microclimate: The Biological Environment*. John Wiley & Sons, Inc, pp. 209-287 .
- Rutter, A.J.1975. The Hydrological Cycle in Vegetation.En: *Vegetation and the Atmosphere*, Vol. 1. J.L. Monteith (ed.), Academic Press, pp. 111-154.
- Rzedowski, J. 1978. *Vegetación de México*. Ed. Limusa; pp. 189-203.
- Shulze, E.D.; H.A. Mooney; S.Bullock; A. Mendoza. 1988. Water contents of wood of tropical deciduous forest species during the dry season.*Boletín de la Sociedad Botánica de México* 48: 113-118.
- Solís, V.E. 1993. Características físico-químicas del suelo en un ecosistema tropical caducifolio de Chamela, Jalisco. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM, 91 pp.
- Thom, A. S. 1975. Momentum, mass and heat exchange. En: *Vegetation and the Atmosphere*, vol. 1. Monteith J,L, (ed.) Academic Press, pp. 57-109.
- Thorud, D. H. 1967. The effect of applied interception on transpiration rates of Potted Ponderosa Pine. *Water Resources Research* 3: 443-450.