

UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE VALENCIA



**E.T.S.I.C.C.P.
Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente
Programa de Doctorado**

**DESARROLLO DE UN MODELO CONCEPTUAL DINÁMICO
SUELO-VEGETACIÓN PARA ZONAS ÁRIDAS Y SEMIÁRIDAS**

**Tesis Doctoral
presentada por:
DIANA ISABEL QUEVEDO TEJADA**

**Director de Tesis:
FÉLIX FRANCÉS GARCÍA**

noviembre de 2010

Tabla de Contenido

RESUMEN	13
RESUM	19
SUMMARY	25
CAPITULO 1 ANTECEDENTES	31
1.1. INTRODUCCIÓN.....	33
1.2. OBJETIVOS	35
1.2.1. OBJETIVO GENERAL	35
1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	35
1.3. ESTRUCTURA DE TRABAJO	36
CAPITULO 2 ENTENDIENDO LA RELACIÓN SUELO- VEGETACIÓN-ATMÓSFERA.....	37
2.1. INTRODUCCIÓN.....	39
2.2. ECOFISIOLOGÍA VEGETAL	42
2.2.1. VEGETACIÓN BAJO ESTRÉS	42
2.2.1.1. Estrés hídrico	43
2.2.1.2. Estrategias frente a la disponibilidad del recurso hídrico	44
2.2.2. EL AGUA EN LA PLANTA.....	46
2.2.3. POTENCIAL HÍDRICO.....	46
2.2.4. EL CONTINUO SUELO-VEGETACIÓN-ATMÓSFERA	48
2.3. INTERCEPCIÓN	49
2.4. EL AGUA EN EL SUELO.....	51
2.4.1. CLASES DE AGUA EN EL SUELO	53
2.4.2. ECUACIONES DEL FLUJO	54
2.4.3. RELACIONES DE RETENCIÓN	55

2.4.3.1.	Aproximaciones analíticas	57
2.5.	EVAPOTRANSPIRACIÓN	58
2.5.1.	EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL	59
2.5.1.1.	Métodos basados en la temperatura	60
	Thornthwaite (1948)	60
	Blaney-Criddle (1950)	60
	Hargreaves (1985)	61
2.5.1.2.	Métodos basados en la radiación	62
	Makkink (1957)	62
	Priestley y Taylor (1972)	62
2.5.1.3.	Métodos combinados	62
	Penman (1948)	62
	Penman-Monteith (1965)	63
	FAO-Penman-Monteith (1998)	63
2.5.2.	TRANSPIRACIÓN	64
2.5.2.1.	Transpiración máxima	66
2.5.3.	EVAPORACIÓN EN SUELO DESNUDO	67
2.5.4.	EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL	68
2.6.	BALANCE DE AGUA	70
CAPITULO 3 MODELOS SUELO-VEGETACIÓN-ATMÓSFERA. 73		
3.1.	INTRODUCCIÓN.....	75
3.2.	EL MODELO SWAT.....	77
3.2.1.	ESTRUCTURA DE FUNCIONAMIENTO	78
3.2.2.	MÓDULO DE VEGETACIÓN	79
3.2.2.1.	Submódulo de crecimiento óptimo	80
	Producción de biomasa	80
	Cobertura y altura de la cubierta vegetal	81
	La cantidad de cobertura	81
	Desarrollo de raíces	82

Madurez	82
Absorción de agua.....	83
3.2.2.2. Submódulo de crecimiento real.....	83
3.3. EL MODELO SWAP.....	84
3.3.1. INTERCEPCIÓN.....	85
3.3.2. EVAPOTRANSPIRACIÓN	86
3.3.3. MÓDULO DE CRECIMIENTO DE CULTIVOS	87
3.3.3.1. Modelo simple	87
3.3.3.2. Modelo detallado de cultivos.....	88
Etapa de desarrollo fenológico	89
Senescencia.....	89
Crecimiento neto.....	90
CAPITULO 4 MODELO HORAS.....	93
4.1. INTRODUCCIÓN.....	95
4.2. INTERCEPCIÓN Y EVAPORACIÓN DIRECTA.....	98
4.3. EL AGUA EN EL SUELO Y EVAPOTRANSPIRACIÓN.....	100
4.4. MODELACIÓN DINÁMICA DE LA VEGETACIÓN	104
4.5. INFLUENCIA DE LA ORIENTACIÓN DE LADERA	106
CAPITULO 5 METODOLOGÍA DE APLICACIÓN	109
5.1. INTRODUCCIÓN.....	111
5.2. CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	111
5.3. SERIES TEMPORALES	113
5.4. ESTIMACIÓN DE LOS PARÁMETROS DE HORAS	115
5.4.1. PARÁMETROS DEL SUELO	115
5.4.2. PARÁMETROS DE VEGETACIÓN.....	116
5.4.2.1. Intercepción.....	117
5.4.2.2. Punto óptimo de agua en el suelo.....	117
5.4.2.3. Parámetros de biomasa y estrés hídrico	118

5.5. CALIBRACIÓN DE LA ECUACIÓN DE VEGETACIÓN	121
5.6. PROCESO DE VALIDACIÓN.....	122
5.7. FACTOR DE RADIACIÓN	125
CAPITULO 6 RESULTADOS Y ANÁLISIS DEL MODELO HORAS	127
6.1. INTRODUCCIÓN.....	129
6.2. MODELO HORAS SIMPLIFICADO	129
6.2.1. TANQUE DE INTERCEPCIÓN	131
6.2.2. TANQUE ESTÁTICO	134
6.3. COMPORTAMIENTO GLOBAL DEL MODELO HORAS	136
6.4. MODELO HORAS MODIFICADO: INFLUENCIA DE LA ORIENTACIÓN DE LADERA	139
CAPITULO 7 DISCUSIÓN.....	145
CAPITULO 8 COMENTARIOS FINALES	155
8.1. CONCLUSIONES	157
8.2. LÍNEAS FUTURAS.....	159
CAPITULO 9 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	161

*Para todos los seres que habitan
entre el cielo y la tierra
que han formado (o forman)
parte de mi vida
y aprendizaje.*

*Aunque nos fallan las fuerzas
es de alabar nuestra voluntad
(Publio Ovidio Nasón)*

AGRADECIMIENTOS

Lo más difícil de la tesis es poder fundir personas, acciones y sentimientos en una página... harían falta muchas más.

Antetodo, agradezco a Félix por su increíble paciencia, apoyo y tirones de orejas, pero también le pido disculpas, porque hubiera querido dar mucho más.

A Mati por toda su ayuda, su presencia, su humor y su buena cocina.

A la GVA por haberme otorgado el segundo lugar en la convocatoria 2004, pero agradezco más al primer lugar por haber renunciado. Fue la gran oportunidad de mi vida doctoral y el sustento de esta tesis.

A Julián, Blanca, Camilo (Cata), Maca, Marco, Juanjo, por los mates, cafés, conversaciones extracurriculares y apoyo moral. A Giamba, Ismael, Miguel, Joaquín, Jesús y Marta por traer sangre nueva al Grupo además de buen humor.

A Chiara, Miguelito, Ahmed, Chucho, Xitlali, Juliane, Davide, Parra, "el Marica" y los chiquis por haber compartido conmigo tantas horas de su tiempo, por haber reído conmigo y acompañarme en momentos buenos y malos y sudados.

Finalmente, agradezco a la vida por haberme puesto en este camino y poder compartir este logro, que también es de ustedes.

Resumen

En general los ecosistemas vegetales se caracterizan por la fuerte interrelación que establecen con su entorno, el agua, el suelo, la atmósfera y otros ecosistemas. Cuando estos se ven sometidos a restricciones abióticas, deben recurrir a diversas estrategias y adaptaciones morfológicas para evadir, tolerar o resistir el estrés desarrollado por dicha perturbación, optando además, por establecer asociaciones con otras especies conformando comunidades que usan el recurso funcionalmente. Dichas asociaciones se denominan Grupos Funcionales de Vegetación (Cantón *et al.* 2004; Shugart 1997; Gitay y Noble 1997; Eagleson y Segarra 1985).

Los ecosistemas vegetales que residen en zonas áridas y semiáridas no son la excepción. En dichos ambientes, la vegetación se ve restringida principalmente por la disponibilidad de agua para llevar a cabo sus funciones vitales, siendo el estrés por luz y nutrientes despreciable en magnitud. Dichos ecosistemas presentan estructuras, características y dinámicas muy complejas. De un lado, necesitan el agua proveniente de la atmósfera y de la humedad en el suelo, pero de otro lado modulan de los flujos que se dan entre el suelo y la atmósfera, estableciéndose una dinámica de retroalimentación entre el suelo, la vegetación y la atmósfera (Larcher 2003; Porporato *et al.* 2002; Rodríguez-Iturbe *et al.* 2001). Para el entendimiento de dichas interrelaciones, es fundamental entender la dinámica de la humedad en el suelo como causa y efecto de estas (Isham *et al.* 2005; Rodríguez-Iturbe *et al.* 2001; Porporato *et al.* 2001; Albertson & Kiely 2001; Rodríguez-Iturbe 2000; D'Odorico *et al.* 2000; Noy-Meir 1973).

Desde hace muchas décadas se ha recurrido a la modelización como la herramienta para comprender el entorno que nos rodea. Hoy en día, existen varias formas de modelar la vegetación como un ente inmerso dentro del ciclo hidrológico. Una primera aproximación y quizás la que cobra más fuerza, es la modelización de la vegetación como un ente estático en el tiempo que aporta de vapor de agua a través de la transpiración. En esta misma línea, la vegetación se asume como un factor de vegetación que dependerá de la fenología adaptada a cultivos donde la fase de desarrollo y muerte son conocidas de antemano. En este sentido, la FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) ha hecho un gran esfuerzo en desarrollar métodos de estimación de la evapotranspiración real en cultivos a través de factores de vegetación, metodología que hoy en día se encuentran en vigencia y es ampliamente utilizada (Allen *et al.* 1998).

Los modelos físicamente basados han sido desarrollados principalmente para la simulación de los principales procesos fisiológicos de la vegetación a escala regional y global, dando especial importancia al balance de energía y flujos de CO₂ con el fin de evaluar el cambio climático (Arora & Boer 2005; White *et al.* 2000). De la misma manera, los módulos de Transferencia Suelo-Vegetación-Atmósfera (SVAT) han sido pensados para simular dichos flujos pero continúan considerando la vegetación estática (Arora 2002; Dawes *et al.* 1997; Federer 1979). Las aproximaciones más recientes en modelización de la vegetación, continúan estando orientadas a cultivos, enfocando sus esfuerzos en la modelización dinámica de la vegetación (ALMANAC, (Kiniry *et al.* 1992); SWAT, (Arnold & Fohrer 2005; Neitsch *et al.* 2005; Arnold *et al.* 1998); SWAP, (Kroes & van Dam 2003). Dichos modelos están orientados a la gestión agrícola enfocándose en el crecimiento de los cultivos, prácticas de irrigación, gestión de pesticidas y nutrientes, incluyendo un importante número de parámetros. Finalmente, continuando en la línea de la resolución del carácter estático de la vegetación, se han desarrollado y acoplado los modelos de Dinámica de la Vegetación y Superficie Terrestre (VDM-LSM). Los VDM-LSM son modelos físicamente basados, orientados a la modelización de los procesos fisiológicos de la vegetación como también al cálculo del balance de agua en el sistema. Sin embargo, estos requieren un gran número de variables de entrada y parámetros (Montaldo *et al.* 2005; Arora 2003; Nouvellon *et al.* 2000; Cao & Woodward 1998; Mackay & Band 1997; Dawes & Hatton 1993).

El modelo HORAS nació de la necesidad de modelar la vegetación como un ente dinámico dentro del ciclo hidrológico, que presenta una clara dependencia con la humedad en el suelo y cuyo desarrollo se ve afectado no sólo por la restricción hídrica sino también por la influencia que ejerce la orientación de ladera. HORAS modela la vegetación que se desarrolla en zonas áridas y semiáridas, naturales o poco antropizadas. Todo lo anterior haciendo uso de la modelización de tipo conceptual donde serán simulados los principales procesos del ciclo hidrológico que involucran directamente a la vegetación, tales como interceptación, almacenamiento de agua en el suelo y evapotranspiración, vinculados al crecimiento/muerte de biomasa foliar, siendo esta última la variable de estado de mayor relevancia y objeto de esta investigación.

La estructura del modelo HORAS consiste en una celda que posee dos niveles o tanques de almacenamiento conectados entre sí por un conducto distribuidor de agua. El primer tanque corresponde a la interceptación, mientras que el segundo tanque, representa el agua

almacenada en el suelo. En cada intervalo de tiempo la precipitación es distribuida a cada uno de los tanques a través del conducto distribuidor. El flujo de agua entre los tanques es función del agua almacenada en ellos, por lo que las variables de estado son los volúmenes almacenados en cada uno de los tanques. La función que relaciona el flujo con estas variables de estado depende del esquema conceptual adoptado, del tipo de tanque, de las características del suelo y del grupo funcional de vegetación que existe en la celda.

El modelo HORAS se constituye entonces como un módulo independiente, de fácil ejecución, pocos parámetros y acoplable a un modelo conceptual hidrológico distribuido o agregado, cuyo potencial radica en modelar de forma versátil los procesos del ciclo hidrológico que involucran la vegetación, y esta en si misma. Además, puede ser una herramienta de planificación de usos del suelo, diseño de estrategias de reforestación y/o recuperación de zonas sometidas a algún tipo de perturbación, así como una herramienta de evaluación del cambio en la cobertura vegetal debido a cambios en las condiciones climáticas.

Resum

En general els ecosistemes vegetals es caracteritzen per la forta interrelació que estableixen amb el seu entorn, l'aigua, el sòl, l'atmosfera i altres ecosistemes. Quan aquests es veuen sotmesos a restriccions abiòtiques, han de recórrer a diverses estratègies i adaptacions morfològiques per evadir, tolerar o resistir l'estrès desenvolupat per aquesta pertorbació, optant a més, per establir associacions amb altres espècies conformant comunitats que fan servir el recurs de forma funcional. Aquestes associacions s'anomenen grups funcionals de Vegetació (Cantón *et al.* 2004; Shugart 1997; Gitay i Noble 1997; Eagleson i Segarra 1985).

Els ecosistemes vegetals que resideixen en zones àrides i semiàrides no són una excepció. En aquests ambients, la vegetació es veu restringida principalment per la disponibilitat d'aigua per a dur a terme les seves funcions vitals, essent l'estrès produït per la llum i els nutrients menyspreable en magnitud. Aquests ecosistemes presenten estructures, característiques i dinàmiques molt complexes. D'una banda, necessiten l'aigua provinent de l'atmosfera i d'humitat en el sòl, però d'altra banda modulen els fluxos que es donen entre el sòl i l'atmosfera, establint una dinàmica de retroalimentació entre el sòl, la vegetació i l'atmosfera (Larcher 2003; Porporato i Rodríguez-Iturbe 2002; Rodríguez-Iturbe *et al.* 2001). Per a l'enteniment d'aquestes interrelacions, és fonamental entendre la dinàmica de la humitat en el sòl com a causa i efecte d'aquesta vegetació (Isham *et al.* 2005; Rodríguez-Iturbe *et al.* 2001; Porporato *et al.* 2001; Albertson i Kiely 2001; Rodríguez-Iturbe 2000; D'odor *et al.* 2000; Noy-Meir 1973).

Des de fa moltes dècades s'ha recorregut a la modelització com l'eina per a comprendre l'entorn que ens envolta. Actualment, existeixen diverses formes de modelar la vegetació com un ens immers dins del cicle hidrològic. Una primera aproximació i potser la que cobra més força, és la modelització de la vegetació com un ens estàtic en el temps. La vegetació s'assumeix com un factor de vegetació que dependrà de la fenologia adaptada a cultius on la fase de desenvolupament i mort són conegudes per endavant. En aquest sentit, la FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) ha realitzat un gran esforç en el desenvolupament d'aproximacions de les taxes d'evapotranspiració de diferents cultius, aquestes es troben actualment vigents i són àmpliament utilitzades (Allen *et al.* 1998).

Els models físicament basats han estat principalment desenvolupats per a la simulació dels principals processos fisiològics de la vegetació a escala regional i global, donant especial relleu al balanç

d'energia i els fluxos de CO₂ per a avaluar el canvi climàtic (Arora i Boer 2005; White *et al.* 2000). De la mateixa manera, els mòduls de Transferència Sòl-Vegetació-Atmosfera (SVAT) han estat pensats per simular aquests fluxos però continuen considerant la vegetació estàtica (Arora 2002; Dawes *et al.* 1997; Federer 1979). Les aproximacions més recents en modelització de la vegetació, continuen estant orientades a cultius, enfocant els seus esforços en la modelització dinàmica de la vegetació (ALMANAC, (Kiniry *et al.* 1992), SWAT, (Arnold i Föhr 2005; Neitsch *et al.* 2005 ; Arnold *et al.* 1998); SWAP, Kroes i van Dam 2003). Aquests models estan orientats a la gestió agrícola enfocant-se en el creixement dels cultius, pràctiques d'irrigació, gestió de pesticides i nutrients, incloent un important nombre de paràmetres. Finalment, continuant en la línia de la resolució del caràcter estàtic de la vegetació, s'han desenvolupat i acoblat els models de Dinàmica de la Vegetació i Superfície Terrestre (VDM-LSM). Els VDM-LSM són models físicament basats que inclouen els processos fisiològics de la vegetació com, a més, el càlcul del balanç d'aigua, però requereixen un gran nombre de variables d'entrada i paràmetres (Montaldo *et al.* 2005; Arora 2003; Nouvellon *et al.* 2000; Cao i Woodward 1998; Mackay i Band 1997; Dawes i Hatton 1993).

El model HORAS va néixer de la necessitat de modelar la vegetació com un ens dinàmic dins del cicle hidrològic, que presenta una clara dependència amb la humitat en el sòl i el desenvolupament es veu afectat no només per la restricció hídrica sinó també per la influència que exerceix l'orientació de la vessant. HORAS modela la vegetació que es desenvolupa en zones àrides i semiàrides, naturals o poc antropitzades. Tot l'anterior fent ús de la modelació de tipus conceptual on seran simulats els principals processos del cicle hidrològic que involucren directament a la vegetació, com ara la intercepció, l'emmagatzematge d'aigua en el sòl i l'evapotranspiració, i vinculats al creixement / mort de biomassa foliar, essent aquesta la variable d'estat de major rellevància i objecte d'aquesta investigació.

L'estructura del model HORAS consisteix en una cel·la que té dos nivells o tancs d'emmagatzematge connectats entre si per un conducte distribuïdor d'aigua. En cada interval de temps la precipitació és distribuïda a cada un dels tancs a través del conducte distribuïdor. El flux d'aigua entre els tancs és funció de l'aigua emmagatzemada en ells, de manera que les variables d'estat són els volums emmagatzemats en cada un dels tancs. La funció que relaciona el flux amb aquestes variables d'estat és funció de l'esquema conceptual adoptat, del tipus de

tanc, de les característiques del sòl i del grup funcional de vegetació que hi ha en aquesta. El primer tanc correspon a la intercepció, mentre que el segon tanc, representa l'aigua emmagatzemada en el sòl.

El model HORAS es constitueix llavors com un mòdul independent, de fàcil execució, pocs paràmetres i acoblat a un model conceptual hidrològic distribuït o agregat, el potencial rau en modelar de forma versàtil el cicle hidrològic, a més de ser una eina de planificació d'usos del sòl, disseny d'estratègies de reforestació i / o recuperació de zones sotmeses a algun tipus de pertorbació, així com una eina d'avaluació del canvi en la cobertura vegetal a causa de canvis en les condicions climàtiques.

Summary

In general, plant ecosystems are characterized by the strong interaction they have with their environment, water, soil, air and other ecosystems. When these ecosystems are submitted to abiotic restrictions they have to resort to various strategies and morphological adaptations to avoid, tolerate or resist the stress developed by the disturbance, choosing also, to establish associations with other species constituting communities that use resources functionally. These associations are called functional groups of vegetation (Canton *et al.* 2004, Shugart 1997, Gitay and Noble 1997, Eagleson and Segarra 1985).

Plant ecosystems inhabiting arid and semiarid areas are not the exception. In such environments, vegetation is constrained mainly by availability of water to carry out its vital functions being light and nutrient stress negligible in magnitude. These ecosystems have structure, characteristics and dynamics very complexes. On the one hand, they need the water from the atmosphere and soil moisture, but on the other hand modulate flows that occur between the soil and atmosphere, establishing a dynamic feedback between soil, vegetation and atmosphere (Larcher 2003; Porporato and Rodríguez-Iturbe 2002, Rodríguez-Iturbe *et al.* 2001). For the understanding of these interactions, is critical to comprehend the dynamics of soil moisture as cause and effect of these (Isham *et al.* 2005; Rodríguez-Iturbe *et al.* 2001; Porporato *et al.* 2001; Albertson and Kiely 2001; Rodríguez-Iturbe 2000, D'Odorico *et al.* 2000; Noy-Meir 1973).

For many decades it has used modelling as a tool to understand the environment around us. Today, there are several ways to model vegetation as a body immersed in the hydrologic cycle. A first approach and perhaps the stronger one, is the modelling of vegetation as a static entity. The vegetation is assumed as a factor that depends on vegetation phenology adapted to crops where the development and senescence (harvest) phases are known in advance. In this regard, FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) has made great efforts to develop approaches for evapotranspiration rates of crops that standing at present and are widely used (Allen *et al.* 1998).

Physically based models have been developed primarily to simulate the major physiological processes of vegetation at regional and global scales, giving special attention to the balance of energy and CO₂ fluxes to assess climate change (Arora and Boer 2005, White *et al.* 2000). Similarly, Soil-Vegetation-Atmosphere transfer modules (SVAT) are designed to simulate such flows but still considering the static vegetation (Arora 2002, Dawes *et al.* 1997; Federer 1979). The most recent approaches in modeling of vegetation continue to be oriented to

crops, focusing their efforts in vegetation dynamics modeling (ALMANAC (Kiniry *et al.* 1992), SWAT (Arnold and Fohrer 2005; Neitsch *et al.* 2005, Arnold *et al.* 1998), SWAP, Kroes and van Dam 2003). These models are orientated to agricultural management by focusing on the growth of crops, irrigation practices, pesticide and nutrient management, including a large number of parameters. Finally, continuing in line with the resolution of the static nature of the vegetation it have been developed and coupled models of the Vegetation Dynamics and Land Surface (VDM-LSM). The VDM-LSM models are physically based that include the physiological processes of vegetation and also the water balance calculations. However, these models require a large number of input variables and parameters (Montaldo *et al.* 2005; Arora 2003; Nouvellon *et al.* 2000; Cao and Woodward 1998, Mackay and Band 1997, Dawes and Hatton 1993).

HORAS model was developed due to the necessity of vegetation dynamic modelling within the hydrologic cycle, This approach presents a clear dependence on soil moisture and vegetation development is affected not only by water stress but also by the influence of orientation slope. HORAS models the vegetation that grows in arid and semiarid climates and shortly anthropised landscapes. All of this making use of conceptual modelling where was simulated the main processes of the hydrologic cycle that directly involve the vegetation. Hydrological processes such as interception storage, soil water and evapotranspiration are linked to the growth/senescence of leaf biomass, being the later the variable of greatest relevance and purpose of this research.

HORAS model structure consists of a cell which has two levels or storage tanks connected by a water duct distribution system. The first tank represents the interception, while the second tank, the water stored in the soil. At each time interval the rainfall is distributed to each of the tanks through the distribution channel. The water flow between tanks is a function of water stored within them, so that the state variables are the volumes stored in each of the tanks. The function relating the flow to these state variables depends on the conceptual framework adopted, the type of tank, soil characteristics and the functional group of vegetation that exists in this.

HORAS model thus constitutes an independent module, easy to implement, with few parameters, and coupled to a distributed or lumped hydrological conceptual model. HORAS model potential lies in that the hydrological cycle modelling is versatile as well as being a soil use planning tool, design of reforestation strategies and/or recovery of areas

subject to some kind of disturbance, as well as an evaluation tool of vegetation cover change due to climate change.

Capitulo 1

ANTECEDENTES

1.1. Introducción

Los ecosistemas terrestres de las zonas semiáridas y áridas son altamente complejos, ya que su estructura, características y dinámica dependen altamente de las relaciones entre el clima, el suelo y la vegetación (Rodríguez-Iturbe *et al.* 2001). En dicho contexto, se puede observar que el suelo y el clima controlan la dinámica de la vegetación, mientras que a su vez la vegetación modula el balance hídrico del sistema, convirtiéndose así en un importante eslabón entre la atmósfera y el suelo (Larcher 2003; Porporato and Rodríguez-Iturbe 2002).

La luz, los nutrientes y el agua son los recursos fundamentales para el desarrollo de la vegetación en cualquier ámbito climático. La calidad y cantidad de dichos recursos, condiciona a la vegetación a adoptar estrategias de supervivencia para evitar, tolerar o resistir a la escasez o exceso de uno o varios de estos. En ambientes semiáridos y áridos el agua es el principal factor limitante en el desarrollo. En este escenario climático de escasez hídrica, la fluctuación de la humedad en el suelo es la clave para el entendimiento de los procesos de retroalimentación que ocurren entre el suelo, la vegetación y la atmósfera (Isham *et al.* 2005; Rodríguez-Iturbe *et al.* 2001; Porporato *et al.* 2001; Albertson y Kiely 2001; Rodríguez-Iturbe 2000; D'Odorico *et al.* 2000; Noy-Meir 1973).

En climas áridos y semiáridos, debido a la variabilidad del clima y por consiguiente de la humedad en el suelo, la vegetación ha desarrollado estrategias de adaptación para sobrevivir a la poca o nula disponibilidad de agua. Además de las adaptaciones morfológicas que sufre la vegetación como individuo, también opta por asociaciones de individuos de diferentes especies conformando comunidades que usan el recurso funcionalmente, denominadas Grupos Funcionales de Vegetación (Cantón *et al.* 2004; Shugart 1997; Gitay y Noble 1997; Eagleson y Segarra 1985).

Hoy en día, existen varias formas para abordar la problemática de la modelización de la vegetación. La mayoría de los modelos hidrológicos pueden representar adecuadamente los procesos hidrológicos a escala de cuenca, sin embargo, suelen considerar la vegetación como un parámetro estático. En algunos casos, procesos hidrológicos como la dinámica de la humedad del suelo y la evaporación desde suelo desnudo, fundamentales a la hora de representar los

sistemas áridos y semiáridos, se modelan conjuntamente dado su estricta interacción. Estos enfoques, basados en flujos de energía y en las propiedades del suelo, omiten la mayor parte de las interacciones con la vegetación y la dinámica de la misma de vegetación (Aydin *et al.* 2005; Snyder *et al.* 2000; Alvenäs y Jansson 1997; Walkery Langridge 1996).

Se han desarrollado varios modelos para procesos fisiológicos específicos a escala de planta o parcela. Procesos como la intercepción (Eltahir y Bras 1993; Calder 1990), transpiración (Guswa *et al.* 2004; Mackay *et al.* 2003; Rosati y Dejong 2003) y la sensibilidad de las plantas a la disponibilidad de agua (Gracia *et al.* 2004; Mackay *et al.* 2003; Rosati y Dejong 2003; Nouvellon *et al.* 2000) han sido modelados previamente, pero con un alto requerimiento de parámetros.

Los modelos desarrollados para la simulación de la gestión agrícola (ALMANAC, (Kiniry *et al.* 1992); SWAT, (Arnold and Fohrer 2005; Neitsch *et al.* 2005; Arnold *et al.* 1998); SWAP, Kroes y van Dam 2003) se enfocan en la representación del crecimiento de los cultivos, prácticas de irrigación, gestión de pesticidas y nutrientes, incluyendo un importante número de parámetros.

Los modelos físicamente basados han sido desarrollados principalmente para la simulación de los procesos de fotosíntesis, respiración autotrófica y heterotrófica, alocación, *turnover*, decaimiento y recuperación después de alguna perturbación (por ejemplo, incendios o cambio de uso del suelo) competición entre distintos tipos de vegetación, etc. Estos modelos incluyen la modelación de los procesos fisiológicos de las plantas tanto a escala regional como a escala global, dando especial énfasis al balance de energía y los flujos de CO₂ para evaluar el cambio climático (Arora y Boer 2005; White *et al.* 2000).

De la misma manera, los módulos de Transferencia Suelo-Vegetación-Atmósfera (SVAT) han sido pensados para simular los flujos de energía y carbono. Además, estos modelos toman en consideración el balance de agua, pero considerando la vegetación constante en el tiempo (Arora 2002; Dawes *et al.* 1997; Federer 1979). A este propósito, el cálculo del proceso de fotosíntesis, la respiración de la vegetación y la asimilación neta de carbono deberían ser explícitos, lo que se traduce en la necesidad de mucha información previamente disponible y sobreparametrización.

Finalmente, para resolver el carácter estático de la vegetación, se han desarrollado y acoplado los modelos de Dinámica de la Vegetación y Superficie Terrestre (VDM-LSM). Los VDM-LSM son modelos físicamente basados que incluyen los procesos fisiológicos de la vegetación, además del cálculo del balance de agua. Sin embargo, estos modelos requieren un gran número de variables de entrada y parámetros (Montaldo *et al.* 2005; Arora 2003; Nouvellon *et al.* 2000; Cao y Woodward 1998; Mackay y Band 1997; Dawes y Hatton 1993).

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

El principal objetivo de esta tesis es desarrollar un modelo conceptual dinámico suelo-vegetación que será llamado HORAS, pensado específicamente para ser aplicado en ecosistemas áridos y semiáridos. En HORAS se considerará la biomasa foliar como una variable de estado función de la demanda hídrica, la disponibilidad de agua en el suelo y el concepto de estrés hídrico. En este sentido, el crecimiento de la biomasa foliar será función de las tasas de transpiración, mientras que la muerte o pérdida de biomasa foliar, estará relacionada tanto con la fenología de la especie como con el estado de estrés hídrico.

1.2.2. Objetivos específicos

Son objetivos específicos de esta tesis los siguientes:

Desarrollar un modelo de interacción suelo-vegetación-atmósfera aplicable a zonas áridas y semiáridas.

Implementar el factor de radiación para obtener una aproximación más real acerca de la cantidad de radiación solar, teniendo en cuenta la latitud, pendiente del terreno, mapa de orientación de ladera y la altura sobre el nivel del mar.

Evaluar la evolución de la biomasa foliar y otras variables hidrológicas para las orientaciones de ladera Norte y Sur.

1.3. Estructura de trabajo

La presente tesis consta de nueve capítulos que abarcan los siguientes aspectos: En el Capítulo 1 de Antecedentes, se establece el contexto general del problema a resolver, los objetivos y alcances de esta tesis. El marco teórico se expone en el Capítulo 2, el cual constituye un punto de partida para el modelo en lo que respecta a los conceptos ecofisiológicos e hidrológicos. Posteriormente, en el Capítulo 3 se presenta una breve revisión de los modelos desarrollados en las últimas décadas respecto a la interacción suelo-vegetación-atmósfera, haciendo énfasis en aquellos que resuelven el problema de la dinámica de la vegetación dentro de un marco hidrológico. En el Capítulo 4, se muestra en extenso el modelo HORAS (Quevedo y Francés 2008) haciendo hincapié en las hipótesis del modelo, el planteamiento matemático de las principales variables de estado y la parametrización del modelo, así como en la inclusión del factor de radiación para dar un carácter más realista al balance energético vía la evapotranspiración real. El Capítulo 5, se ha pensado que a modo de guía de usuario, donde se describe paso a paso la implementación del modelo, la estimación de los parámetros (calibrados y obtenidos de literatura) y el proceso de calibración y validación. Los resultados del modelo y el análisis de estos se incluyen en el Capítulo 6, donde se evalúa el comportamiento del modelo así como el caso de aplicación. En los Capítulos 7 y 8 se hace una revisión total del modelo, se analizan sus virtudes y fallos, se presentan las conclusiones más relevantes del estudio realizado y se plantean las líneas futuras de investigación. Finalmente, el Capítulo 9 corresponde a la recopilación de las referencias bibliográficas estudiadas en el transcurso de esta investigación.

Capitulo 2

ENTENDIENDO LA RELACIÓN SUELO- VEGETACIÓN-ATMÓSFERA

2.1. Introducción

Desde tiempos inmemorables, el hombre se ha ocupado de entender y reproducir los fenómenos que percibe, siendo sin duda, los procesos biogeoquímicos y biogeofísicos que suceden entre el suelo y la atmósfera los que más le han interesado, ya que en gran medida, determinan el medio ambiente donde este se desenvuelve, condicionando su tren de vida, alimentación, vestido, hábitos, entre otros.

Los procesos biogeofísicos y biogeoquímicos regulan los flujos de energía, agua, momentum y elementos químicos entre la atmósfera y la superficie terrestre, ocurriendo a una escala temporal de minutos a horas (Figura 2.1).

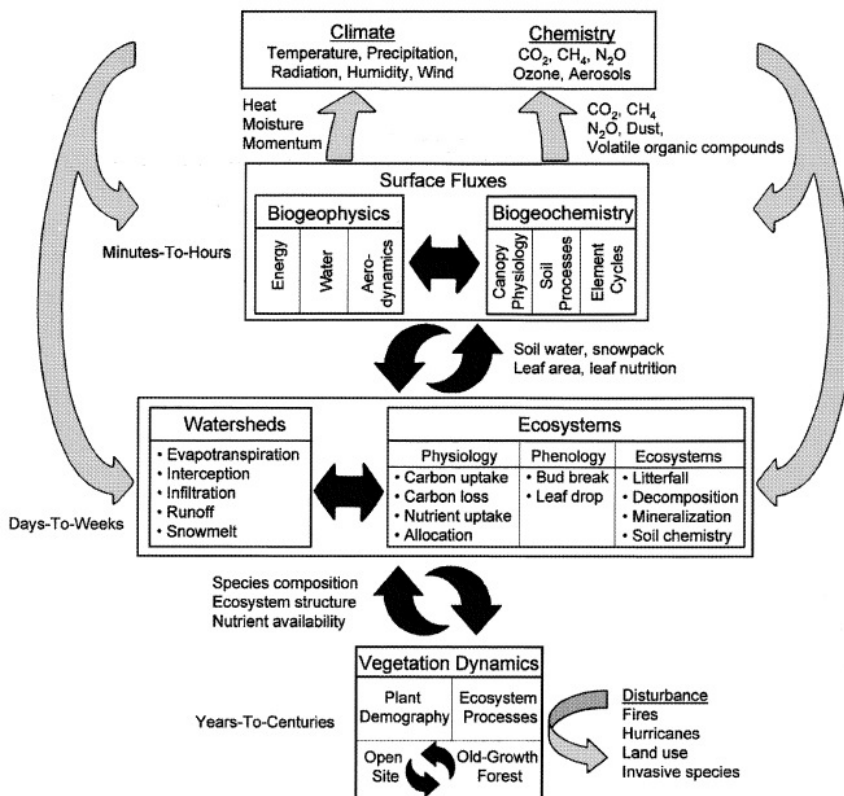


Figura 2.1. Esquema conceptual de los procesos biofísicos y biogeoquímicos que afectan al clima, los procesos hidrológicos y ecológicos y las relaciones entre estos (Tomado de Bonan 2002).

Estos procesos, aunque tienen lugar en cualquier punto de la superficie terrestre, para su estudio se hace uso de la cuenca como la unidad física de referencia donde convergen procesos importantes como la evapotranspiración, interceptación, infiltración, escorrentía, entre otros. Dentro de la cuenca y no menos importante están los ecosistemas, los cuales según su estructura establecen flujos de materiales y/o reservas presentes en ellos, de ahí que se hable de intercambio de CO₂, transpiración, absorción de nutrientes presentes en el suelo, etc. La escala temporal a la cual suceden los procesos al interior de la cuenca y de los ecosistemas es del orden de días y semanas.

Conforme el tiempo pasa y van sucediendo perturbaciones como incendios, cambios del uso del suelo, establecimiento de especies invasoras, etc. la vegetación como una de las múltiples expresiones de los ecosistemas, cambia para adaptarse a las nuevas condiciones del entorno. Estos cambios no son perceptibles en el corto plazo, sino que se hacen evidentes en años y siglos. Al ocurrir este cambio dentro del ecosistema terrestre, los procesos inmersos dentro de la cuenca y los dependientes del ecosistema cambian también, así como las tasas de flujo entre la superficie terrestre y la atmósfera, llegando de nuevo a un estado de equilibrio hasta que ocurra la próxima perturbación sobre el medio.

Según Woodward (1987), el clima es el controlador dominante de la distribución geográfica de las plantas, así cada biotipo o comunidad biológica terrestre está asociado con un rango particular de lluvia y temperatura media anual. En el fondo de esta consideración se deja entrever la relación con el suelo, dado que sus características físicas y químicas condicionan la disponibilidad de agua para la vegetación.

Por su parte Eagleson (2002) ha desarrollado una teoría en la cual el clima, el suelo y la vegetación evolucionan sinérgicamente, por ejemplo, en climas secos donde la disponibilidad de agua es la limitante, la cobertura vegetal se ajusta para maximizar el agua en el suelo; en climas húmedos, donde la radiación es la limitante, hay una presión ecológica que tiende a maximizar la producción de biomasa. De otro lado, los suelos son formados por desintegración y descomposición de las rocas debido a procesos físicos y químicos (Hillel 1998); los tipos y tasas a las que ocurren estos procesos dependen ampliamente de la temperatura y disponibilidad de agua. Así, el clima, con los tipos de material geológico, las acciones de la biota, los efectos de la temperatura y el tiempo, determinan los diferentes tipos de suelos en cualquier localidad (Dingman 1994). Así, la influencia del clima en el

tipo de suelo incrementa con el tiempo, desarrollándose una fuerte influencia entre ambos a escala global.

En resumen, los procesos biogeofísicos y biogeoquímicos involucran tres grandes actores, clima, suelo y vegetación, estableciéndose fuertes interacciones y ciclos de retroalimentación entre estos, ocurriendo a diferentes escalas temporales y espaciales. Hablamos entonces de un esquema de transferencia suelo-vegetación-atmósfera.

En la Figura 2.2 se indican los principales procesos hidrológicos que se dan en el esquema de transferencia suelo-vegetación-atmósfera a escala local: interceptación, almacenamiento provisional de agua en las hojas cuyas características dependen del tipo de lluvia y de la vegetación y es retornado a la atmósfera vía evaporación; retención de agua en depresiones, almacenamiento temporal de agua en charcos debido a las características del suelo y a la diferencia entre la tasa de precipitación e infiltración, posteriormente pasa a la atmósfera vía evaporación; retención de agua en la zona de radicular, el almacenamiento más importante ya que se convierte en el soporte hídrico de las plantas para su proceso de transpiración; y finalmente la evapotranspiración, que es el proceso de transporte de vapor de agua desde el suelo o la vegetación hacia la atmósfera.

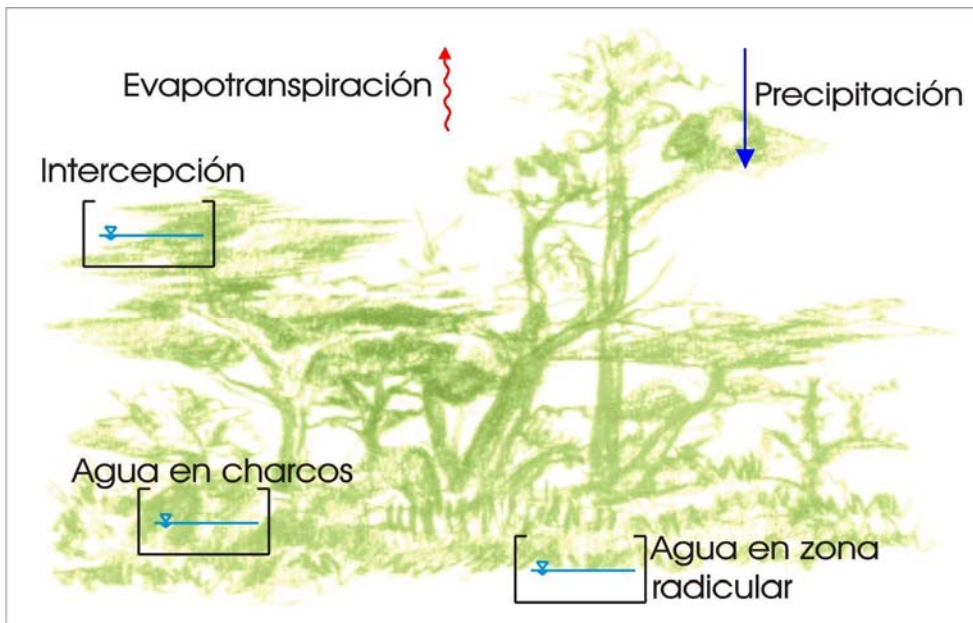


Figura 2.2. Continuo suelo-vegetación-atmósfera.

2.2. Ecofisiología vegetal

Los botánicos han sido conscientes de la interrelación entre ecología y fisiología. El término de ecofisiología fue introducido primero en 1962 en el Simposio de Montpellier de la UNESCO: *Eco-fisiología, ..., vincula todas las relaciones existentes entre seres vivos y su entorno físico y biótico. Incluye además, no sólo el estudio de su adaptación estructural y características funcionales con el individuo animal o vegetal y su ambiente específico, sino también con todas las formas de transferencia y transformación de energía y masa conectadas con la dinámica del ecosistema* (Schein 1962). La ecofisiología también se puede interpretar como la disciplina que estudia las adaptaciones morfológicas, anatómicas, fisiológicas y bioquímicas de la planta que aseguran su supervivencia en un ambiente particular, así como la descripción de dicho ambiente (Wickens 1998; Lambers *et al.* 2008).

2.2.1. Vegetación bajo estrés

El estrés se considera una desviación significativa de la condición óptima de vida, que trae consigo cambios y respuestas a todos los niveles funcionales del organismo (Schulze *et al.* 2005). Inicialmente, estos cambios y respuestas pueden ser reversibles, pero también pueden llegar a ser permanentes; así mismo, se puede afirmar que los cambios y respuestas a perturbaciones ocurren de manera gradual y creciente, favoreciendo la aparición de mecanismos o estrategias para la sobrevivencia de las plantas. Durante el estrés se distinguen diferentes fases: (1) fase de alarma: comienza con una desestabilización de las condiciones estructurales y funcionales de la planta, obteniendo como respuesta la producción de sustancias protectoras ante el estímulo productor del estrés; (2) fase de resistencia, donde la acción continuada del factor de estrés provoca que la planta alcance un equilibrio bajo estas nuevas condiciones; (3) fase de agotamiento, donde la acción del factor de estrés persiste en el tiempo provocando una caída de las defensas en la planta y un colapso prematuro; y (4) fase de regeneración, si el nivel de daño en la planta es temporal, sus condiciones estructurales y funcionales pueden ser restauradas a su nivel original.

2.2.1.1. Estrés hídrico

El estrés hídrico es un tipo de estrés causado por una baja disponibilidad de agua para alcanzar un estado termodinámico estable. Esta situación ocurre por diversas razones: precipitaciones escasas o nulas, desecación del suelo, altas tasas de evaporación, fuerzas osmóticas en suelos salinos o suelos congelados (Crawley 1997; Larcher 2003).

En cuanto comienzan las condiciones de sequía, una serie de eventos nocivos para la planta comienzan a ocurrir, variando a medida que la intensidad y la duración del déficit hídrico cambian (ver Figura 2.3). A medida que el potencial hídrico en la planta disminuye, el primer efecto que se registra es la reducción del crecimiento celular. Junto con el descenso en el crecimiento celular, se inicia el cierre estomático con el fin de optimizar las pérdidas de agua y la asimilación de carbono de tal forma que no se produzcan daños permanentes en la planta. Más tarde, la respiración (absorción de oxígeno y liberación de dióxido de carbono) se ve afectada, modificando los patrones de fuentes de alocación provocando una perturbación en el metabolismo proteico. Así mismo, se acumulan azúcares, a través de la reducción de la floración, inhibición de producción de semillas y pérdida de los frutos. Al mismo tiempo que se cierran paulatinamente los estomas, se reduce el efecto refrigerante de la transpiración, lo que provoca estrés por calentamiento y radiación. Finalmente, a potenciales hídricos muy bajos, se da el cierre estomático completo, y esta respuesta marca el punto de pérdida completa de la turgencia y el punto de marchitez.

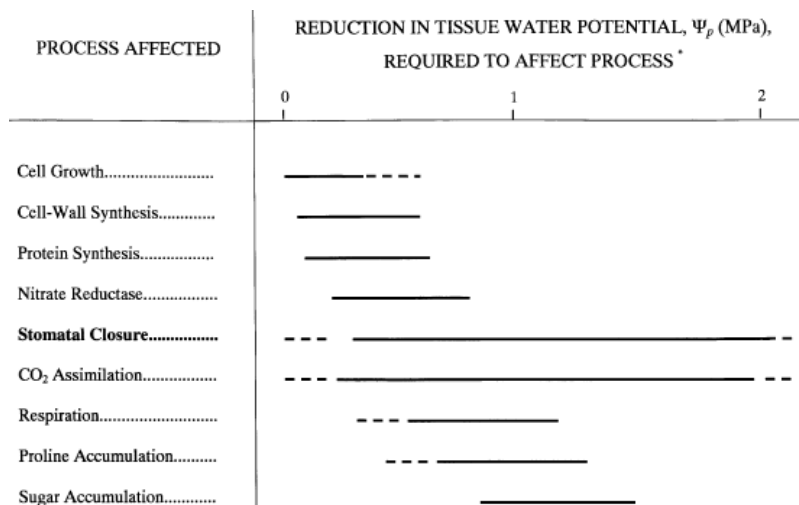


Figura 2.3. Secuencia típica de efectos en la fisiología de la planta causados por el descenso del potencial hídrico en las células presentado por Hsiao (1973). Tomado de Porporato *et al.* (2001).

La cuantificación del estrés hídrico se puede determinar en función del estado del agua en el ambiente, potencial hídrico externo, humedad relativa o presión de vapor. La deshidratación de los tejidos puede también medirse por cambios en los potenciales hídricos en éstos o en cambios del contenido de agua, como porcentaje de su peso. Sin embargo, en los tejidos difieren la turgencia completa y su contenido de agua, por ejemplo, una hoja completamente turgente puede contener un 85% de agua, mientras que un cotiledón dentro de una semilla puede tener solamente un 60% de agua, así una deshidratación del 55% puede significar una pérdida de agua relativa mucho más grande para la hoja que para el cotiledón (Wickens 1998).

Una forma de cuantificar el estrés hídrico, es a través el índice de sequía relativo ISR , donde se compara el déficit de saturación hídrico real DSH_{real} contra un valor umbral de déficit de saturación hídrico específico de cada especie DSH_{crit} (Larcher 2003).

$$ISR = \frac{DSH_{real}}{DSH_{crit}} = \frac{\Psi_{real}}{\Psi_{crit}} \quad (2.1)$$

Este índice permite tener una idea de la magnitud y patrones que presenta el estrés hídrico en una zona y comunidad en particular.

2.2.1.2. Estrategias frente a la disponibilidad del recurso hídrico

Las plantas afrontan una sequía (limitación de agua por un período prolongado, debida a un descenso de las precipitaciones o a un incremento de las tasas de evaporación o una combinación de ambos) de diferentes formas, dependiendo de las condiciones ambientales donde habitan y de las adaptaciones a estas condiciones. La sequía puede ser breve o prolongada, moderada o extrema, ocasional e impredecible o regular en su inicio y duración. Para sortear esta variabilidad de condiciones, las plantas han tenido que evolucionar, asumiendo un conjunto de soluciones que se conocen como Estrategias.

Antes de definir las estrategias frente a la sequía, debemos aclarar que en los ambientes limitados por el agua, dicha restricción no implica esterilidad. En este contexto, las plantas se pueden dividir en dos grupos: mesófitas y xerófitas.

Las plantas mesófitas crecen en ambientes sin restricciones hídricas (en suelos moderadamente húmedos) y generalmente sólo experimentan una sequía moderada y ocasional. Cuando el suelo

comienza a secarse, las plantas mesófitas cierran sus estomas y esperan hasta que las condiciones mejoren. En un ambiente méxico (medio), es decir ni muy húmedo ni muy seco, esta situación puede durar pocas horas o pocos días. Si la sequía se extiende por un período más prolongado (muchos días o pocas semanas) muchas de estas plantas comienzan a morir.

Las plantas xerófitas, por el contrario, están adaptadas a ambientes limitados por la presencia de agua o sin ella. Entre las adaptaciones morfológicas de este tipo de planta tenemos: el aumento en extensión y profundidad del sistema radicular que facilita el acceso al agua en las capas más profundas del suelo, la reducción del follaje, la transformación de hojas en espinas para reducir la superficie evaporante, y la apertura de los estomas y fijación de CO₂ durante la noche. Dentro de las plantas xerófitas se encuentran algunas mesófitas cuya adaptación a la sequía consiste en un ciclo de vida adaptado a los períodos de disponibilidad hídrica.

Una vez identificados estos dos grandes grupos de la vegetación, mesófitas y xerófitas, podemos decir que existen tres tipos de estrategias para sortear la sequía:

1) Elusión de la sequía. Esta estrategia, empleada por especies que no son realmente resistentes a la sequía, consiste en evitarla, a través del desarrollo de órganos o semillas protegidos contra la deshidratación. Algunas de las especies que aplican esta estrategia poseen órganos de almacenamiento de agua subterráneos como bulbos, rizomas o tubérculos. Otras especies germinan después de una gran lluvia y rápidamente completan su ciclo de vida.

2) Evitación de la deshidratación. Esta estrategia consiste en retrasar la pérdida de agua a través de todos los mecanismos que permitan mantener un contenido hídrico favorable en la planta y según las condiciones externas lo permita. Esta estrategia es posible llevarla a cabo a través de varios mecanismos: a) mejorando la absorción de agua desde el suelo, es decir, desarrollando un sistema radicular extensivo y profundo; b) reduciendo las pérdidas de agua por transpiración, a través del cierre de estomas, desarrollando estomas más pequeños pero densamente distribuidos, con estomas ubicados en un solo lado de la hoja y a menudo escondidos bajo vellosidades y depresiones de la hoja, enrollando las hojas o perdiendo follaje total o parcialmente; c) aumentando la capacidad de conductividad de agua, es decir, desarrollando un sistema conductor más denso y reduciendo las distancias de transporte; o d) almacenando el agua en tejidos situados al

interior de las hojas o brotes, es decir, plantas suculentas que combinan el almacenamiento de agua con la reducción de la superficie de transpiración y alta resistencia a esta.

3) Tolerancia a la deshidratación. Esta estrategia depende de cada especie y de la capacidad del protoplasma de tolerar severas pérdidas de agua.

2.2.2. El agua en la planta

La planta pierde continuamente agua a través de la transpiración. Esta pérdida genera internamente un gradiente de presión, el cual es el principal causante del movimiento del agua dentro de la planta, comenzando desde la absorción de agua en el suelo a través de las raíces y finalizando en la transpiración a través de los estomas en las hojas. Pero sólo es posible transpirar cuando se dan las condiciones óptimas de contenido de agua en la planta y atmosféricas, es decir, déficit de vapor de agua en el aire y de radiación solar siendo las dos últimas las fuerzas motoras de la evapotranspiración, representadas a través de la evapotranspiración potencial *ETP* (ver Apartado 2.5.1). La *ETP* representa las condiciones ideales tanto de suministro de agua, como de energía para proveer el calor latente de vaporización y la habilidad para transportar el vapor fuera de la superficie evaporante y el agua en el suelo es la fuente más importante de abastecimiento. Así, el balance hídrico es mantenido por un continuo flujo de agua, donde se establece un equilibrio dinámico (Larcher 2003; Lambers *et al.* 2008).

2.2.3. Potencial hídrico

El concepto de potencial hídrico [ML^2T^{-2}] está basado en el concepto de la energía libre, es decir, la energía disponible para realizar un trabajo (por ejemplo el ascenso de agua a través de los tejidos de un árbol constituye un trabajo). Este trabajo es realizado cuando algo se mueve en contra de la gravedad o cualquier otra fuerza opositora a este movimiento (Eamus *et al.* 2006).

El potencial hídrico Ψ_w , en cualquier parte de la planta es la suma algebraica del potencial osmótico Ψ_π y del potencial de presión Ψ_P

$$\Psi_w = \Psi_\pi + \Psi_P \quad (2.2)$$

El potencial osmótico es el potencial químico del agua en una solución debido a los materiales disueltos. Resulta de la diferencia de potencial de energía entre el agua pura y el agua que contiene sustancias disueltas. Este potencial es cero (en agua pura) o negativo, dado que los solutos reducen la capacidad del agua para realizar un trabajo. El potencial osmótico es capaz de actuar como una fuerza motriz para el movimiento del agua, es decir, cuando el movimiento de los solutos está limitado por una membrana semipermeable que permite sólo el paso del agua, pero no de las moléculas de soluto.

El potencial de presión puede ser positivo o negativo, dependiendo de la presión ejercida por el agua en el sistema, por ejemplo, el agua en las células de las hojas está bajo la presión de turgencia ejercida contra la pared celular (presión positiva); mientras que, en el xilema, en los vasos muertos por excesiva transpiración, el agua está bajo tensión de succión (presión negativa).

Cuando se trata del potencial hídrico en el suelo, debemos incluir el potencial gravitacional Ψ_g y el potencial matricial Ψ_m en la Ecuación (2.2)

$$\Psi_w = \Psi_\pi + \Psi_p + \Psi_g + \Psi_m \quad (2.3)$$

El potencial gravitacional está asociado a la posición vertical. Es el resultado de la acción de la gravedad sobre el agua, que es la responsable en gran medida de que esta fluya a través de los poros más grandes en el suelo.

Finalmente, el potencial matricial es el resultado de las fuerzas cohesivas que ligan el agua a objetos físicos, tales como las paredes celulares o partículas del suelo. Esta presión siempre es negativa dado que los bordes del agua que está unida a un objeto presentan menor energía potencial que el agua libre. El potencial matricial resulta de la combinación de las fuerzas de adsorción (fuerzas de Van der Waals) y de capilaridad debido las propiedades matriciales y dinámicas del suelo (Tindall *et al.* 1999).

Estas componentes tienen diferente orden de importancia respecto al movimiento de agua en el suelo. Aunque el potencial osmótico es importante para el crecimiento de las plantas en suelos salinos, no lo es para su movimiento. Generalmente, las fuerzas que más afectan el movimiento del agua en el suelo son las gravitacionales y las matriciales, por ejemplo, después de que el suelo se ha saturado, una porción de agua se mueve hacia abajo a través de los poros debido a la

acción de la gravedad; este flujo continúa hasta que se alcanza el equilibrio entre las fuerzas de adsorción y de capilaridad que retienen el agua. Este contenido final de agua en el suelo se conoce con el nombre de punto de capacidad de campo (Kramer y Boyer 1995).

2.2.4. El continuo suelo-vegetación-atmósfera

El movimiento de agua desde el suelo, a través de la planta, hasta la atmósfera, tiene lugar en el continuo suelo-vegetación-atmósfera, que está interconectado por una película continua de agua líquida (Lambers *et al.* 2008). Este movimiento puede regirse por reglas análogas a las Leyes de Ohm que gobiernan el flujo de electricidad (ver Figura 2.4). Según Grace (1997), la tasa a la cual se mueve el agua dentro de la planta no puede estimarse a través de la diferencia de potenciales hídricos, a menos que se conozca la resistencia hidráulica. Esto significa conocer además de la resistencia a la fricción impuesta por los conductos de agua, el número y diámetro de las células conductoras en las hojas y tallos, así como también en la estructura radicular. El concepto de movimiento de agua desde el suelo hacia la atmósfera, bajo un gradiente de potencial hídrico y pasando a través de una serie de resistencias, fue propuesto inicialmente por van den Honert (1948) y aun sigue estando vigente en la ecofisiología vegetal. Así en la Figura 2.4izq. el potencial hídrico en la atmósfera (Ψ_a) es menor en comparación con el interior de las hojas (Ψ_{leaf}), siendo el primero la principal fuerza motora para la pérdida de agua en las hojas (transpiración); a su vez, Ψ_{leaf} dirige el transporte de agua a lo largo de un gradiente de potencial de presión entre el xilema de las raíces (Ψ_{root}) y las hojas (Ψ_{leaf}), y establece un gradiente de potencial hídrico entre el suelo (Ψ_o) y las células radiculares (Ψ_{root}). Este sistema suelo-vegetación-atmósfera puede ser representado por el circuito equivalente en términos de resistencias en serie y paralelo que representan cada uno de los elementos del sistema (Figura 2.4der.). Así r_a representa la resistencia que ofrece la atmósfera al flujo de vapor de agua desde las hojas hasta la atmósfera; en la epidermis, se oponen al flujo de agua, la cutícula y los estomas, teniendo que vencer las resistencias r_c y r_s respectivamente, y así hasta llegar al suelo.

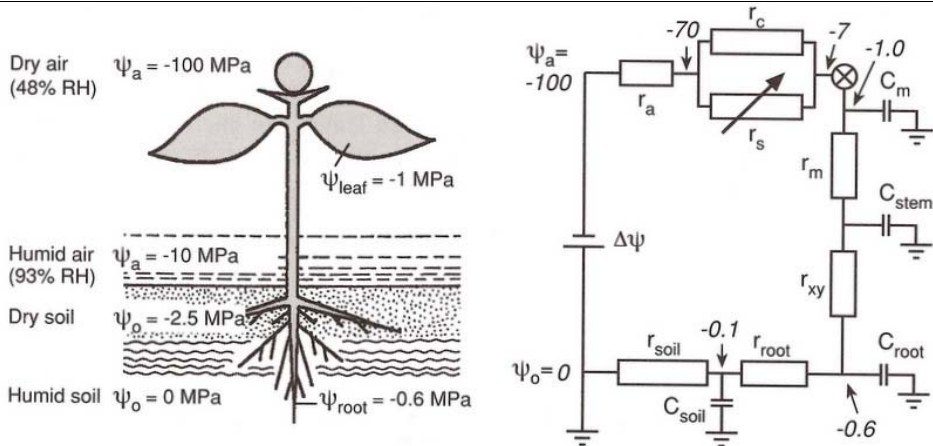


Figura 2.4. Gradiente de potencial hídrico y resistencias al transporte de agua en el SVAT. Izq.: Valores estimados de potencial para la atmósfera y suelo, en ambientes seco y húmedo, y las resistencias a la transferencia entre la planta, la atmósfera y el suelo. Der.: Diagrama del circuito equivalente representando el SVAT en términos de resistencias en serie y paralelo. Tomado de Larcher 2003.

2.3. Intercepción

Según Dingman (1994), aunque el proceso de intercepción ha sido entendido como la retención de agua por parte de la cubierta vegetal, es de mencionar que abarca no sólo esta fracción de agua sino que hace referencia también a la globalidad del fenómeno, es decir desde que llueve hasta que las gotas de agua alcanzan el suelo y los mecanismos para que esto suceda; así pues, podemos decir que los componentes de la intercepción son los siguientes:

1) Pérdidas por intercepción: parte de la lluvia que es retenida por la cubierta vegetal y que es absorbida por esta o es retornada a la atmósfera por evaporación.

2) Traslocación: parte de la lluvia que alcanza el suelo directamente a través de los espacios vacíos entre la vegetación o como gotas que caen desde las hojas y tallos.

3) Escorrentía cortical: parte de la lluvia que es interceptada por la cubierta vegetal y alcanza el suelo a través de escurrir por los tallos.

4) Lluvia bruta: es la cantidad total de lluvia que cae sobre la cubierta vegetal y fuera de él.

5) Lluvia neta: es la cantidad de lluvia que alcanza el suelo, es la suma de los ítems 2 y 3.

Las pérdidas por intercepción dependen fuertemente del tipo de vegetación, su etapa de desarrollo y la densidad estacional, y de la intensidad, duración, frecuencia y forma de la precipitación (Dingman 1994; J. A. Smith 1993; Chow 1964).

La más común de las aproximaciones para determinar la cantidad de agua interceptada por la cubierta vegetal en diversas comunidades vegetales consiste en medir los componentes 2, 3 y 4 de la intercepción; sin embargo este proceso no es simple: (1) por las dificultades de la medición precisa de la lluvia, en particular cuando es de intensidad baja ya que se registran las mayores pérdidas por intercepción; (2) la amplia variabilidad espacial de la lluvia que cae directamente al suelo, y (3) la dificultad y alto costo de medir la lluvia que discurre por los tallos. Debido a esto, se ha hecho un gran esfuerzo en el desarrollo de modelos conceptuales de este proceso. El más ampliamente conocido fue el desarrollado por Rutter en 1971, modificado sucesivas veces (Valente *et al.* 1997).

El modelo de Rutter es básicamente un modelo conceptual de intercepción el cual describe explícita y cuantitativamente el balance de agua de la lluvia interceptada por las hojas y los tallos:

$$\frac{dci}{dt} = Q - k \cdot (e^{bc} - 1)$$

$$Q = \begin{cases} (1-p) \cdot Ppt - E_w^{PM} \cdot \frac{ci}{S} & \text{para } ci < S \\ (1-p) \cdot Ppt - E_w^{PM} & \text{para } ci \geq S \end{cases} \quad (2.4)$$

El almacenamiento en la cubierta vegetal ci [mm] se asume igual a la tasa de precipitación Ppt [mm min⁻¹] menos la fracción de lluvia que cae directamente al suelo $1-p$ [-]; el drenaje de la lluvia interceptada está relacionado con el almacenamiento en la cubierta vegetal a través de dos parámetros de drenaje b y k [mm min⁻¹], y la evaporación E_w^{PM} [mm min⁻¹] es asumida proporcional a ci para almacenamientos en la cubierta vegetal menores que la capacidad máxima de almacenamiento en la cubierta vegetal S [mm]. La evaporación E_w^{PM} , es calculada mediante la ecuación de Penman-Monteith en condiciones de humedad.

Diversos estudios han encontrado buena correspondencia entre las pérdidas por intercepción observadas y las simuladas por el modelo

de Rutter y sus variantes. Sin embargo, estos modelos requieren estudios extensivos de campo para establecer los parámetros de estructura de la cubierta vegetal (Calder 1990; Dingman 1994).

2.4. El agua en el suelo

Dentro del ciclo hidrológico, una componente importante es el almacenamiento temporal de agua en el suelo. En este almacenamiento, se pueden distinguir dos zonas que se diferencian entre si por el grado de saturación: la Zona Saturada, como su nombre lo indica en la región del suelo donde todos los poros del suelo están completamente ocupados por el agua, y la Zona No Saturada o también conocida como zona de aireación donde coexisten el agua y el aire en el medio poroso. En la Zona No Saturada, el suelo, dependiendo de sus propiedades físicas y químicas, actúa como una gran esponja capaz de retener agua en grandes cantidades por un determinado tiempo, hasta que procesos como la exfiltración, transpiración de las plantas, interflujo, ascenso capilar o percolación, modifican esta cantidad de agua retenida, dando paso a que continúen los procesos de transporte antes mencionados en mayor o menor magnitud; también en el movimiento del agua a través de la Zona No Saturada, se dan procesos químicos de disolución de materiales rocosos o transporte de materiales químicos aplicados por el hombre sobre o cerca de la superficie terrestre.

Tradicionalmente, la Zona No Saturada ha sido dividida en tres zonas (ver Figura 2.5):

1) Zona radicular, cuyo espesor no está definido con exactitud, pero se entiende que es la zona donde se encuentran las raíces de las plantas. Para evaluar el movimiento de agua en la Zona No Saturada es necesario cuantificar el agua extraída por las raíces de las planta; este volumen de agua puede estimarse evaluando la extracción de cada raíz o simulando un sistema radicular agregado con una profundidad efectiva del suelo z_e (correspondiente al valor mínimo entre la profundidad del perfil del suelo y la longitud del sistema radicular de la vegetación). A efectos de modelar el suelo, este se asume como una capa horizontal de profundidad z_e y características homogéneas; el producto de esta profundidad por la porosidad ϕ , es la altura disponible para almacenar agua en el suelo H .

2) Zona intermedia, es menos dinámica que la zona radicular y tiende a humedecerse por flujos tanto desde la zona radicular como desde la zona capilar; generalmente presenta un contenido de humedad bajo y gradientes cercanos a uno, por lo que su conductividad hidráulica es baja.

3) Zona capilar, donde se asume que las fuerzas de capilaridad transportan el agua desde el nivel freático hacia arriba, produciendo una zona que es mucho más húmeda que la zona intermedia.

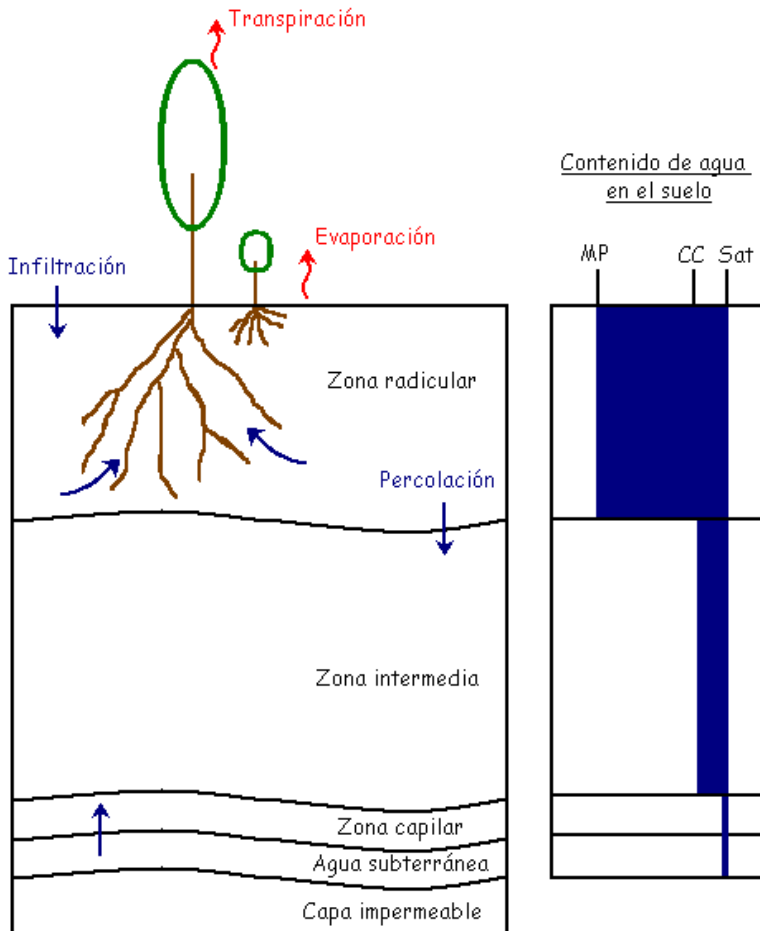


Figura 2.5. Zonas y movimientos típicos en la zona no saturada. Adaptado de Bonan (2002).

2.4.1. Clases de agua en el suelo

Desde el punto de vista físico podemos distinguir diferentes tipos de agua en el suelo:

1) Agua higroscópica o agua residual, principalmente adsorbida desde la atmósfera por el suelo a través de los microporos; se adhiere a las partículas de suelo gracias a fuerzas electroquímicas, formando una película que recubre las partículas del suelo (Hillel 1998).

2) Agua capilar, se encuentra dentro de capilares o poros interconectados cuyo tamaño depende del tipo de suelo (desde varios micrómetros hasta pocos milímetros) y retienen el agua oponiendo resistencia a la fuerza de la gravedad.

3) Agua gravitacional, no está retenida en el suelo y puede fluir rápida o lentamente a través de este en función del tamaño de los poros y del potencial al que esté sometida.

Desde el punto de vista agronómico, podemos distinguir las siguientes clases:

1) Capacidad máxima o saturación, se da cuando todos los poros del suelo están llenos de agua. No existe fase gaseosa y la porosidad total del suelo es igual al volumen de agua en el suelo.

2) Capacidad de campo, H_{CC} , surge este término de la dificultad de medición de la capacidad de retención, y hace referencia al contenido de humedad que alcanza el suelo varios días después de la ocurrencia del evento, es decir, cuando la tasa de drenaje por gravedad se hace despreciable y el contenido de agua en el suelo se estabiliza.

3) Punto de marchitez permanente, H_{MP} , es el contenido de agua al cual las plantas no pueden extraer agua para la transpiración, pues para ello tendrían que ejercer una presión de succión muy alta.

4) Agua útil, H_U , se refiere al contenido de agua que está disponible para uso de las plantas y que se define como la diferencia entre capacidad de campo y punto de marchitez permanente.

2.4.2. Ecuaciones del flujo

En 1856, Henry Darcy a través de su trabajo experimental en arenas saturadas, encontró que el flujo a través de estas era proporcional a la pérdida de presión e inversamente proporcional a la longitud del recorrido del flujo, afectado por una constante de proporcionalidad, lo cual expresó de la siguiente forma:

$$Q = K \cdot A \cdot \frac{\Delta H}{\Delta l} \quad (2.5)$$

donde Q [m^3s^{-1}] es el flujo que pasa a través de una sección transversal de área A [m^2], ΔH [m] es la diferencia de carga hidráulica entre dos puntos de un cilindro de longitud Δl [m], y K [s m^{-1}] es la constante de proporcionalidad llamada conductividad hidráulica. La conductividad hidráulica representa la tasa a la cual el agua se mueve a través de un medio poroso debido a gradientes de energía potencial, es afectada por características del medio tales como el tamaño de grano y el grado de saturación, así como por propiedades del fluido tales como viscosidad y densidad (Dingman 1994; Guymon 1994; Rawls et al. 1993). La ecuación de Darcy en su forma diferencial puede ser escrita como:

$$q = -K \cdot \frac{dH}{dz} \quad (2.6)$$

donde $q = Q A^{-1}$, es el flujo o velocidad de Darcy en m s^{-1} .

Más tarde, en 1907 Edgar Buckingham, modificó la ley de Darcy para poder describir el flujo en zonas no saturadas, mediante la generalización de los términos K y H . La conductividad hidráulica K presenta dependencia con el contenido volumétrico de humedad θ , así $K(\theta)$ es la conductividad capilar conocida también como la conductividad hidráulica no saturada. Así mismo, la carga hidráulica H puede ser expresada como la suma algebraica de la carga de presión P y gravitacional g , donde P corresponde al potencial hídrico del suelo Ψ_W y g es la elevación z por encima de un datum arbitrario. Buckingham demostró también que en un suelo no saturado el potencial hídrico Ψ_W debe ser negativo debido a la presencia de fuerzas capilares de succión, presentando dependencia con el contenido volumétrico de agua, $\Psi_W(\theta)$. El término $\Psi_W(\theta)$ es conocido como potencial matricial o potencial hídrico, y su valor absoluto $\tau(\theta)$ es llamado presión de succión. La ley de Darcy fue redefinida así:

$$q = -K(\theta) \cdot \left[\frac{d\Psi}{dz} + 1 \right] \quad (2.7)$$

Posteriormente, Richards en 1931, haciendo una combinación de la ley de conservación de la masa y la ecuación Buckingham-Darcy, propuso una ecuación que refleja las relaciones entre θ , Ψ_w y K y describe acertadamente el flujo en medios no saturados, (Rawls *et al.* 1993; Hornberger *et al.* 1998).

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \cdot \left(\frac{d\psi}{dz} + 1 \right) \right] \quad (2.8)$$

2.4.3. Relaciones de retención

La relación entre el potencial hídrico Ψ_w y el contenido de agua θ para un determinado suelo es llamada la curva característica de humedad. Es una relación altamente no lineal que tiene una forma típica que se presenta en la Figura 2.6.

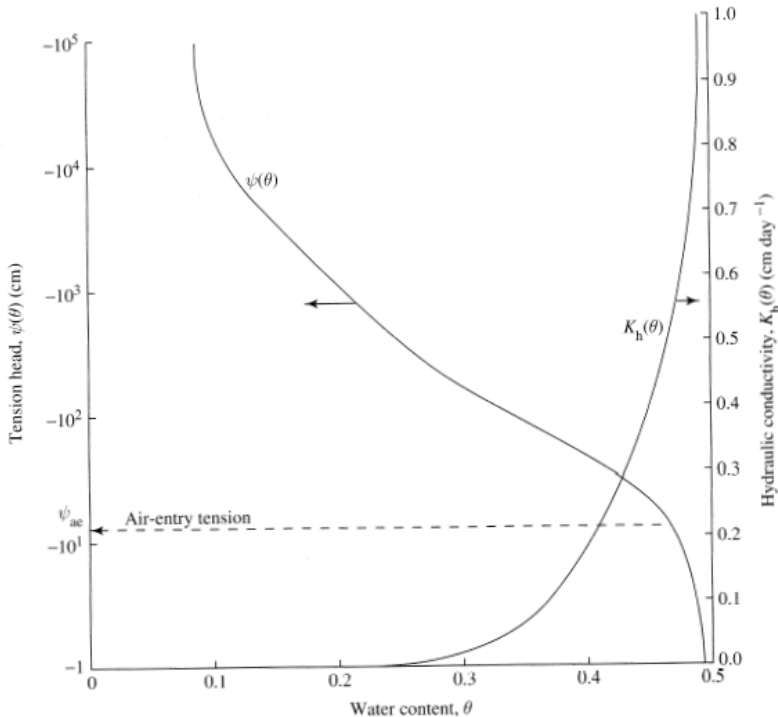


Figura 2.6. Relaciones típicas de ψ - θ y K - θ en suelos no saturados. Tomado de Dingman (1994).

Cuando la altura de presión es cero, o sea presión atmosférica, el contenido de agua es igual a la porosidad ϕ . A medida que disminuye el contenido de agua en el suelo, el potencial hídrico disminuye rápidamente hasta alcanzar un punto de inflexión. Dicho punto representa la altura de presión a la cual el volumen de aire comienza a aparecer en los poros del suelo y es llamado tensión de entrada de aire, ψ_{ae} (Tindall *et al.* 1999; Dingman 1994; Guymon 1994; Kramer y Boyer 1995). Para incrementos en el potencial hídrico, más allá de ψ_{ae} , el contenido de agua disminuye gradualmente. A medida que el potencial hídrico se hace mayor, la curva se convierte en una asíntota vertical, correspondiente al contenido de agua residual que es fuertemente retenido por fuerzas de capilaridad y electroquímicas.

Los valores de tensión para un contenido de agua no son únicos, sino que dependen de los sucesivos procesos de secado y humedecimiento del suelo. Este fenómeno denominado histéresis es causado por el entrapamiento de aire en bolsas conectadas a poros de diferente tamaño durante el proceso de humedecimiento. En la Figura 2.7, se muestran los procesos sucesivos de adsorción o humedecimiento y desorción o secado, presentándose una histéresis secundaria; esta no unicidad de la curva de histéresis hace que la modelación matemática sea bastante compleja, por lo que para la modelación hidrológica se opta por la curva de adsorción o por la curva de desorción (Dingman 1994; Guymon 1994; Rawls *et al.* 1993).

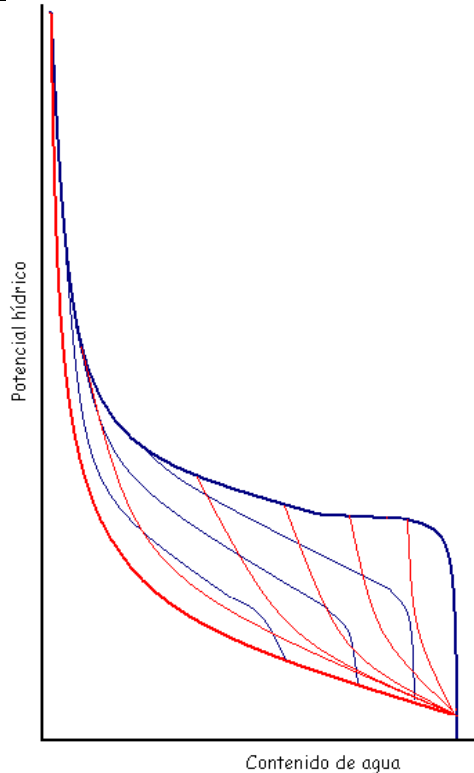


Figura 2.7. Esquema del proceso de histéresis, las líneas de color azul indican el proceso de humedecimiento y las líneas de color rojo el de secado. Adaptado de Dingman (1994).

2.4.3.1. Aproximaciones analíticas

Dado de que la medición de las relaciones $\psi-\theta$ y $K_h-\theta$ tienen cierto grado de complejidad y es necesaria su incorporación en los modelos de movimiento del agua, es de gran utilidad expresar esta relación en ecuaciones. Brooks y Corey (1964) Ec. (2.9), Campbell (1974) Ec.(2.10), y van Genuchten (1980) Ec. (2.11), han propuesto las siguientes relaciones para solventar dicha dificultad:

$$\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r} = \left(\frac{\psi_{ae}}{\psi} \right)^\lambda \quad \frac{K(\theta)}{K_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r} \right)^{3 + \frac{2}{\lambda}} \quad (2.9)$$

$$\frac{\theta}{\phi} = \left(\frac{\psi_{ae}}{\psi} \right)^\lambda \quad \frac{K(\theta)}{K_s} = \left(\frac{\theta}{\phi} \right)^{3 + \frac{2}{\lambda}} \quad (2.10)$$

$$\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r} = \left[\frac{1}{1 + \left(\frac{\psi_{ae}}{\psi} \right)^{\lambda+1}} \right]^{\frac{\lambda}{\lambda+1}} \quad (2.11)$$

$$\frac{K(\theta)}{K_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r} \right)^{\frac{1}{2}} \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r} \right)^{\frac{\lambda+1}{\lambda}} \right]^{\frac{\lambda+1}{\lambda}} \right\}^2$$

Donde θ [$\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$] es el contenido volumétrico de agua, ψ [cm] es el potencial matricial, ψ_{ae} [cm] es la presión capilar de aireación, θ_r es el contenido de agua residual (cantidad de agua contenida en los microporos y que puede ser extraída por la vegetación), ϕ [$\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$] es la porosidad, λ es el índice de distribución de tamaño de poros, $K(\theta)$ [cm h^{-1}] es la conductividad hidráulica y K_s [cm h^{-1}] es la conductividad hidráulica saturada.

2.5. Evapotranspiración

La evaporación es el término empleado para englobar todos los procesos por los cuales el agua en su estado líquido o sólido, en o cerca de la superficie terrestre se transforma en vapor de agua y pasa a la atmósfera. La evapotranspiración incluye el proceso de evaporación de agua desde cuerpos de agua, suelo desnudo y superficies vegetales; de evaporación del agua contenida en las hojas (transpiración); y sublimación del hielo y superficies nevadas.

Según se ha demostrado aproximadamente el 60% de la precipitación que cae sobre la superficie terrestre es evaporada (Oki & Kanai 2006; Chow *et al.* 1994). Dentro de esta fracción, gran porcentaje ocurre desde la superficie terrestre, siendo la vegetación la causante de grandes pérdidas de agua del sistema a través de la transpiración. Esta pérdida de agua aumenta significativamente a lo largo de la etapa de crecimiento y durante el día. Aunque son los procesos físicos que se dan cerca al suelo quienes controlan la evaporación y la transpiración, es la fisiología de la planta la que también regula la transpiración. Cuando la

cobertura vegetal es pobre, la evaporación es el proceso dominante, y viceversa, haciéndose cada vez más importante el proceso de transpiración a medida que aumenta la cobertura vegetal. Sin embargo es de gran dificultad hacer una distinción cuantitativa de ambos fenómenos, por lo que siempre nos referimos al término de evapotranspiración.

Los diversos métodos de estimación de la evapotranspiración han surgido en su mayoría ante la dificultad para medir esta variable y están orientados a una superficie o situaciones particulares de intercambio de energía según las siguientes características:

1) Tipo de superficie: Cuerpos de agua, suelo desnudo, follaje, un cultivo de referencia específico o regiones mixtas, es decir, que abarcan las superficies anteriores.

2) Disponibilidad de agua: Disponibilidad de agua ilimitada para evaporar o suministro de agua hacia la atmósfera limitado por las condiciones impuestas en el suelo y en la planta.

3) Uso de la energía almacenada: En el balance de energía global, la energía almacenada en el sistema puede ser significativa, despreciable o nula.

4) Uso de la energía por advección: En el balance de energía global, la energía almacenada en el sistema puede ser significativa, despreciable o nula.

2.5.1. Evapotranspiración potencial

Thornthwaite en 1948, definió la evapotranspiración potencial como "la pérdida de agua que ocurriría si nunca existiera escasez de agua en el suelo disponible para el uso por parte de la vegetación" (Viessman *et al.* 1989).

En un sentido más estricto, la evapotranspiración potencial es la tasa a la cual la evapotranspiración podría ocurrir en un área extensa cubierta completa y uniformemente por vegetación en desarrollo la cual, tiene suministro ilimitado de agua desde suelo, y sin presencia de los efectos por advección y almacenamiento de calor. Sin embargo, incluso en zonas como la descrita en la definición de evapotranspiración potencial, el proceso presenta fuerte dependencia con el tipo de vegetación, ya que el albedo, la máxima conductividad estomática, la

conductividad atmosférica y la presencia o no de agua interceptada, cambia según el tipo de cobertura (Dingman, 2002). Debido a estos efectos, Penman en 1956 re-definió el concepto de evapotranspiración potencial como "la cantidad de agua transpirada... por un cultivo bajo y verde, de altura uniforme, cubriendo completamente el suelo y con suministro ilimitado de agua " y surge así el término evapotranspiración de un cultivo de referencia.

Existen diversos métodos para calcular la evapotranspiración potencial:

2.5.1.1. Métodos basados en la temperatura

Thornthwaite (1948)

Por su parte, Thornthwaite en 1948, propone una expresión para el cálculo de la evapotranspiración potencial mensual [mm], en función de la temperatura media mensual $T_{md,mes}$ [°C]:

$$ETP = 1,6 \cdot \left(\frac{L}{12}\right) \cdot \left(\frac{N}{30}\right) \cdot \left(\frac{10 \cdot T_{md,mes}}{I}\right)^a \quad (2.12)$$

donde L [h] es la longitud del día y N [d] es el número de días del mes. A partir de los datos de temperatura media mensual se calcula el Índice de Calor Anual I [-] y el coeficiente a [-] mediante las siguientes expresiones:

$$I = \sum_{n=1}^{12} \left(\frac{T_{md,mes}}{5}\right)^{1,514} \quad (2.13)$$

$$a = 6,75 \times 10^{-7} - 7,71 \times 10^{-5} + 1,792 \times 10^{-2} + 0,49239$$

Blaney-Cridde (1950)

Este método toma en cuenta, además de la temperatura y las horas de sol diarias, el tipo de cultivo, la duración de su ciclo vegetativo, la temporada de siembra y la zona:

$$ETP = k \cdot p \cdot (0,46T_a + 8,13) \quad (2.14)$$

donde k [-] es el coeficiente de uso consuntivo mensual, que depende del tipo de vegetación, su ubicación y la etapa de desarrollo,

p [-] es el porcentaje de horas de sol del mes o día respecto al año y T_a [°C] es la temperatura media del mensual.

Hargreaves (1985)

La diferencia entre la temperatura máxima y mínima del aire puede relacionarse con el grado nubosidad en un lugar determinado. Bajo condiciones de cielo abierto, la temperatura máxima T_{mx} se debe a que la atmósfera es “transparente” a la radiación solar incidente, y la temperatura mínima T_{mn} se debe a que la atmósfera absorbe la radiación de onda larga. De otro lado, en condiciones de cielo nublado, T_{mx} es relativamente menor dado que un porcentaje significativo de la radiación solar incidente nunca alcanza la superficie terrestre, mientras que T_{mn} es relativamente más alta ya que la nubosidad actúa como un manto que reduce la radiación neta de onda larga.

Esta diferencia entre la temperatura máxima y mínima ($T_{mx} - T_{mn}$) puede ser utilizada como un indicador de la fracción de radiación extraterrestre que alcanza la superficie terrestre, principio que ha sido utilizado por Hargreaves y Samani (1985) para desarrollar una expresión para la evapotranspiración en función de datos de temperatura:

$$ETP = 0.0023 \cdot R_a \cdot (T_{md} + 17.8) \cdot (T_{mx} - T_{mn})^{1/2} \quad (2.15)$$

donde T_{md} [°C] es la temperatura media mensual, T_{mn} es la temperatura mínima mensual, T_{mx} [°C] es la temperatura máxima mensual y R_a [MJ m⁻² d⁻¹] es la radiación solar extraterrestre, calculada en función de la latitud ϕ [rad], declinación solar δ [rad], distancia relativa entre el sol y la tierra d_r [-] y el ángulo solar ω_s [rad].

$$R_a = \frac{24 \cdot 60}{\pi} \cdot G_{sc} \cdot d_r \cdot (\omega_s \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin \omega_s)$$

$$d_r = 1 + 0.033 \cos \left(\frac{2\pi}{365} \cdot J \right)$$

$$\delta = 0.4093 \sin \left[\left(\frac{2\pi}{365} \cdot J \right) - 1.405 \right]$$

$$\omega_s = \arccos(-\tan \phi \tan \delta)$$
(2.16)

donde G_{sc} es la constante solar igual a $0.0820 \text{ MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$, J es el número del día entre 1 y 365 o 366.

2.5.1.2. Métodos basados en la radiación

Makkink (1957)

Este método estima la evapotranspiración potencial para hierbas según la siguiente expresión:

$$ETP = 0,61 \cdot \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \cdot \frac{R_s}{\lambda_v} - 0,12 \quad (2.17)$$

donde R_s [$\text{MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$] es la radiación solar, Δ [$\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$] es la pendiente de la curva temperatura vs. presión de vapor de saturación, γ [$\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$] es la constante psicométrica y λ_v [MJ kg^{-1}] es el calor latente de vaporización.

Priestley y Taylor (1972)

El método propuesto por Priestley y Taylor en 1972 es una versión simplificada de la ecuación propuesta por Penman en 1948, para ser usada en áreas generalmente húmedas. El componente aerodinámico de la ecuación de Penman es reemplazado por una constante α igual a 1,28 que multiplica la componente energética.

$$ETP = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{R_n - G}{\lambda_v} \quad (2.18)$$

donde R_n [$\text{MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$] es la radiación neta, G [$\text{MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$] es el flujo de calor del suelo, Δ , γ y λ_v tienen el mismo significado y unidades que en el método de Makkink.

2.5.1.3. Métodos combinados

Penman (1948)

Penman fue el primero en demostrar que una adecuada combinación de los métodos de balance de energía (primer término de Ecuación (2.19) y transferencia de masa (segundo término de Ecuación (2.19) podría

generar una expresión para evaporación que no requeriría de datos de temperatura superficial, donde se asume que no hay intercambio de energía con el suelo, no existe energía por advección del agua y no hay cambio en el almacenamiento de energía en el sistema:

$$E = \frac{\Delta \cdot \text{Radiación neta} + \gamma \cdot \text{Transferencia de masa}}{\Delta + \gamma}$$

$$E = \frac{\Delta \cdot (S_n + L_n) + \gamma \cdot K_E \cdot \rho_{ag} \cdot \lambda_v \cdot v_a \cdot (e_s - e_a)}{\rho_{ag} \cdot \lambda_v \cdot (\Delta + \gamma)} \quad (2.19)$$

donde, S_n [MJ m⁻²día⁻¹] es la radiación neta de onda corta, L_n [MJ m⁻²d⁻¹] es la radiación neta de onda larga, K_E [m s⁻¹kg⁻¹] es un coeficiente que mide la eficiencia de transporte de vertical de vapor de agua por la turbulencia del viento, ρ_{ag} [kg m⁻³] es la densidad del agua, v_a [m s⁻¹] es la velocidad del viento, e_s [kPa] es la presión de vapor de saturación del aire a una altura z , y e_a [kPa] presión de vapor de agua a una altura z y, Δ , γ y λ_v tienen el mismo significado y unidades que en el método de Makkink.

Penman-Monteith (1965)

El método de Penman fue posteriormente modificado mediante la inclusión de dos factores de resistencia, de la superficie o cubierta vegetal r_s [s m⁻¹] y aerodinámica r_a [s m⁻¹]. El primero de ellos representa la resistencia al flujo de vapor a través de los estomas, el suelo, la cutícula, etc. y el segundo de ellos, representa resistencia que opone la rugosidad de la vegetación al flujo del aire.

$$ETP = \frac{\Delta \cdot (R_n - G) + \rho_a \cdot c_p \cdot \frac{e_s - e_a}{e_s}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad (2.20)$$

FAO-Penman-Monteith (1998)

La Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, FAO, en su reporte 56 (Allen *et al.* 1998), acepta la siguiente definición para la superficie de referencia formulada por Shuttleworth (1993): "...un cultivo de hierbas idealizado, con una altura de 0,12 m, con una resistencia superficial fija de 70 s m⁻¹ y un albedo de

0.23". A partir de la formulación de Penman-Monteith en 1965 para la evapotranspiración potencial y de la definición del cultivo de referencia, FAO estable una expresión simplificada de la evapotranspiración potencial, la cual es conocida como el método FAO Penman-Monteith:

$$ETP = \frac{0,408\Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (2.21)$$

donde T [°C] es la temperatura media diaria medida a 2 m de altura y u_2 [m s⁻¹] es la velocidad del viento medida a igual altura.

2.5.2. Transpiración

La transpiración es una consecuencia inevitable del proceso de fotosíntesis, aunque también tiene un efecto muy importante sobre el balance energético en las hojas, ya que cuando el agua se evapora en la superficie de las células, estas se enfrían; es por lo anterior que en ausencia de la transpiración, la temperatura en las grandes hojas puede aumentar rápidamente hasta niveles letales.

Como se mencionó anteriormente, desde el punto de vista físico los procesos de transpiración y evaporación se rigen por las mismas leyes. El agua es evaporada desde toda la superficie exterior de la planta, y desde las superficies interiores que entren en contacto con el aire, por ejemplo, en el caso de las plantas la transpiración puede tener lugar en la cutícula que se encuentra en la epidermis (transpiración cuticular) o en los estomas (transpiración estomática).

Las condiciones del medio ambiente que alteren el gradiente de presión de vapor entre la superficie de la planta y el aire, afectan al proceso de transpiración, así la intensidad de esta aumentará a medida que el aire se torne más seco y se eleve la temperatura, proceso que se verá favorecido además por la acción que ejerce el viento en la renovación del aire saturado por aire no saturado en las cercanías de la epidermis. Otra condición externa que afecta la transpiración es la radiación solar, cuando esta es excesiva, la transpiración sigue dándose incluso pasado el punto de saturación del aire (Lambers *et al.* 2008; Larcher 2003). Estos cambios en las tasas de transpiración inciden directamente en cambios tanto en los procesos fisiológicos como turgencia en los tejidos vegetales, del transporte de nutrientes desde el

suelo para el desarrollo de dichos tejidos, como en su densidad foliar (Dingman 1994; Viessman *et al.*1989; Brutsaert 1982; Chow 1964).

Los cambios en la tasa de transpiración se regulan a través de los estomas: Cuando estos están abiertos, la transpiración alcanza su máximo valor, que en la teoría sería el que le permiten las condiciones hídricas del suelo y atmosféricas. A medida que se agota el contenido hídrico, se dice que comienza a desarrollarse un déficit de agua en el suelo y los estomas comienzan a cerrarse. Cuando los estoma están próximos a cerrarse, la transpiración es controlada principalmente por el diámetro de abertura de estos. Una vez se han cerrado, la transpiración cesa. Se debe considerar también que la reducción temporal en la apertura estomática, se da tanto por el déficit de humedad en el suelo, como por el decrecimiento de la intensidad de luz, aire seco, temperaturas extremas y gases tóxicos. La transpiración continúa lentamente a través de la cutícula después de que los estomas se han cerrado, pero a una tasa mucho menor que el poder evaporativo del aire (Chow 1964). Una vez la humedad del suelo ha alcanzado el punto de marchitez permanente, la transpiración cesa. En el otro extremo de humedad, encontramos que suelos saturados afectan de forma adversa la vida de la planta ya que anegan las raíces inhibiendo los procesos de respiración y transporte de agua.

Hillel (1980) presentó un gráfico que conceptualiza la relación entre la actividad de la planta (transpiración, crecimiento, etc.) en función del contenido de humedad en el suelo (Figura 2.8); la línea (a) indica que las funciones fisiológicas de la planta no se ven afectadas por una disminución en la cantidad de agua en el suelo, siguiendo a una tasa igual del 100% hasta agotar el recurso, punto en el cual cesan; la línea (b) indica que las actividades vitales de la planta continúan a una tasa igual que el 100% hasta que dado un punto crítico de humedad en el suelo, comienzan a reducirse hasta agotar completamente el suministro de agua; y finalmente, la línea (c) indica un decrecimiento lineal de las funciones fisiológicas desde el punto de mayor disponibilidad de agua hasta agotar totalmente el recurso.

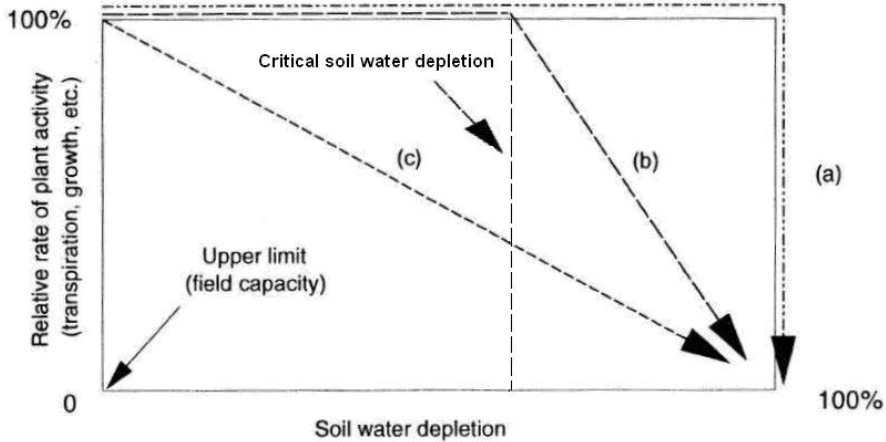


Figura 2.8. Hipótesis clásicas de la disponibilidad de agua en el suelo, tomado de Hillel (1980).

Desde el punto de vista del método de Penman-Monteith cuando el aire está en calma, la resistencia de la capa límite para hojas grandes es tres veces mayor que en hojas pequeñas, incisas o puntiagudas. Estas diferencias se compensan cuando la velocidad del viento aumenta, haciendo que la resistencia aerodinámica decrezca y se haga inferior a la resistencia estomática. Así, dentro de un conjunto de plantas, con copas densas, arbustos espinosos, etc. donde la fuerza del viento es ampliamente reducida, la capa límite se hace gruesa y la transpiración menos intensa (Larcher, 2003).

2.5.2.1. Transpiración máxima

La transpiración máxima se define como la máxima tasa de evaporación desde las plantas bajo condiciones óptimas de humedad en el suelo y atmosféricas en su hábitat natural.

La transpiración máxima en plantas vasculares es relacionada con el crecimiento y la forma de vida (hierbas anuales, plantas leñosas perennes o de hoja caduca, suculentas, etc.) y con el hábitat ecológico específico al tipo de especie: hidrófitas (plantas de agua), helófitas (plantas de lodo o pantanos), esciófitas (plantas tolerantes a la sombra), heliófitas (plantas de altos requerimientos lumínicos) y xerófitas (plantas de regiones áridas). La intensidad de transpiración más alta ha sido registrada en hierbas altas de humedales, helófitas y macrófitas flotantes. Plantas herbáceas en hábitats soleados también transpiran grandes cantidades de agua, mientras que plantas a la sombra y árboles de hoja caduca transpiran la mitad de la intensidad, y, coníferas y esclerófilas transpiran incluso menos. Las plantas suculentas en su

ambiente natural, donde la radiación solar es alta y están expuestas a una demanda de evaporación alta, pueden transpirar mayor cantidad de agua que plantas en conjuntos cerrados o en regiones donde la humedad del aire es alta. La relativamente baja transpiración de los bosques lluviosos o de niebla, comparada con los bosques de zonas templadas, es debido a lo húmedo del ambiente, el cual permite bajas tasas de evaporación.

Como se mencionó anteriormente, la transpiración está regulada por el contenido hídrico en el suelo y la regulación estomática. A este respecto, es de anotar que el umbral de respuesta, la velocidad y la efectividad de la regulación estomática, varía entre especies y con el grado de adaptación al hábitat. Así las especies esciófitas reducen la apertura de sus estomas rápidamente en respuesta incluso a déficits leves de agua, mientras que las hierbas de hábitats soleados restringen su transpiración estomática solamente bajo condiciones mucho más secas, incluso entonces, el cierre estomático lo hacen lentamente. La forma de respuesta de los estomas difiere de especie a especie e incluso entre genotipos de las misma especie. Incluso la respuesta de los estomas en hojas de una planta en particular difieren considerablemente con respecto a la edad de la hoja (la respuesta de los estomas de hojas en pleno desarrollo es diferente de hojas senescentes), las condiciones bajo las cuales se desarrollaron (respuesta atípica si la humedad del aire fue continuamente alta) y su posición en la planta.

La efectividad específica del cierre de los estomas puede ser expresada como el rango de modulación de la transpiración, el cual es la relación entre la transpiración máxima ilimitada y la transpiración cuticular. En plantas en sitios sombreados y húmedos, la transpiración cuticular es, en promedio, un tercio de la transpiración total. En hojas esclerófilas, coníferas perennes y arbustos de desierto, las pérdidas de agua pueden ser reducidas entre 3-10% de la transpiración máxima, y en especies suculentas a 1-2% de la transpiración máxima. Esto significa que en plantas con la mejor protección contra la transpiración, la transpiración cuticular es reducida a 0.1-0.05% del potencial evaporante de una superficie húmeda (Larcher 2003).

2.5.3. Evaporación en suelo desnudo

Gran parte de la superficie terrestre son suelos sin vegetación o tierras agrícolas que por su manejo permanecen parte del año sin cobertura vegetal, o simplemente sólo son superficies cubiertas por hojarasca. Así, la estimación de la cantidad de agua evaporada desde el suelo desnudo,

es de gran importancia tanto para efectos de determinar el balance hídrico en la cuenca como para planes de riego.

El proceso de evaporación desde el suelo desnudo ocurre en dos etapas: Una primera etapa donde las condiciones atmosféricas controlan el proceso de evaporación. Esta etapa se caracteriza por la alta disponibilidad de agua en el suelo para evaporación, así el proceso de evaporación hace independiente del suelo y está regido por el balance de energía superficial, las condiciones de viento y humedad para la transferencia de masa; en esta etapa la evaporación ocurre a una tasa similar a la de evaporación de una lámina libre de agua. En la segunda etapa es el suelo quien controla el proceso de evaporación; al descender los niveles de agua en el suelo, la evaporación se hace independiente de las condiciones ambientales y es controlada por los gradientes de potencial matricial que permiten el flujo de agua desde el suelo hacia la atmósfera. En esta etapa, la tasa de evaporación es menor que la de una lámina libre de agua.

La transición entre ambas etapas es abrupta y se puede ver físicamente en el aumento del albedo en la superficie del suelo. La evaporación en la etapa 1 puede ser determinada por la Ec. (2.19) dando buenos resultados (Parlange y Katul 1992). Salvucci (1997) demostró que la modelación de la etapa 2 puede ser simplificada si se apela (1) a la relaciones entre la duración de la etapa 1, las propiedades del suelo y la humedad y (2) si se asume que la tasa de drenaje en el suelo debido a la gravedad es mucho mayor que la tasa de exfiltración.

Chow (1964) señaló, que cuando el suelo está mojado, pierde agua rápidamente por evaporación. Sin embargo cuando la capa superficial se seca, la tasa de pérdida de agua disminuye rápidamente, incluso aunque el subsuelo permanezca húmedo. La superficie de evaporación puede desecar una arena hasta una profundidad de 10cm y una arcilla hasta una profundidad de 20cm (Chow, 1964); por lo tanto la lluvia que no alcanza a penetrar más allá de estas profundidades será devuelta a la atmósfera directamente.

2.5.4. Evapotranspiración real

En regiones áridas y semiáridas, la evapotranspiración potencial excede ampliamente a la precipitación. Así el promedio de la evapotranspiración es casi igual al de precipitación en sistemas limitados por la disponibilidad de agua. En regiones donde se da lluvia en abundancia, la evapotranspiración es limitada por la disponibilidad de energía. Así que

el promedio de evapotranspiración es igual al de la evapotranspiración potencial.

Uno de los métodos más usado para estimar la evapotranspiración real son los basados en los datos meteorológicos para estimar la evapotranspiración potencial y luego calcular la real mediante la relación:

$$ET = F(\theta_{rel}) \cdot F(veg) \cdot ETP \quad (2.22)$$

donde $F(veg)$ es un factor de la vegetación comúnmente relacionado con la densidad de vegetación, variable a lo largo del año, y θ_{rel} es definido como el contenido relativo de agua, definido como:

$$\theta_{rel} = \frac{\theta - \theta_{MP}}{\theta_{CC} - \theta_{MP}} \quad (2.23)$$

donde θ es el contenido real de agua en el suelo, θ_{CC} es el contenido de humedad en el punto de capacidad de campo y θ_{MP} en el punto de marchitez permanente. En la Figura 2.9 se muestra la relación entre ET/ETP y θ_{rel} : la relación ET/ETP incrementa según lo hace el contenido de humedad hasta que se hace igual a 1 en algún valor crítico θ_{crit} de humedad; cuando la evapotranspiración real es menor que la potencial, se considera que la vegetación está bajo estrés hídrico.

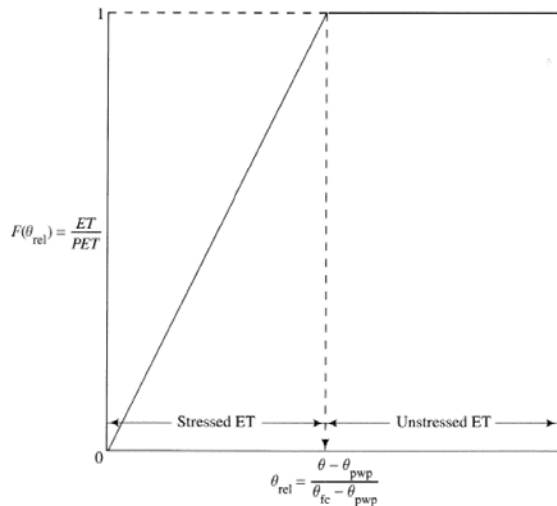


Figura 2.9. Forma general de la relación entre ET/ETP y el contenido de agua en el suelo θ_{rel} , Tomado de Dingman (1994)

En la Figura 2.10, se presentan otras posibles relaciones entre ET/ETP y la relación de agotamiento o θ_{rel} : la aproximación más simple

es asumir que la evapotranspiración real se da a la tasa potencial hasta que el contenido de humedad en el suelo se agota, CURVA A; otra alternativa es asumir un descenso lineal de la evapotranspiración, desde el punto de capacidad de campo hasta que el suelo queda completamente seco, CURVA B; otra alternativa es igual a la presentada por Dingman (1994) y Shuttleworth (1993), CURVA C, donde la relación ET/ETP es igual a 1, hasta que se alcanza un valor crítico de humedad que generalmente corresponde al (50 -80)% θ_{CC} ; la CURVA D, que la función logaritmo natural usada por Jensen en 1971 y aunque el modelo no puede ser calibrado ha sido usado para estimar la ET basada en los métodos que utilizan el coeficiente de cultivo (Burman y Pochop 1994); y finalmente, la CURVA E, o escalonada, consiste en definir cuatro intervalos para la relación ET/ETP en función de unos puntos críticos en la zona de raíces que indiquen los efectos de la sequía en las plantas.

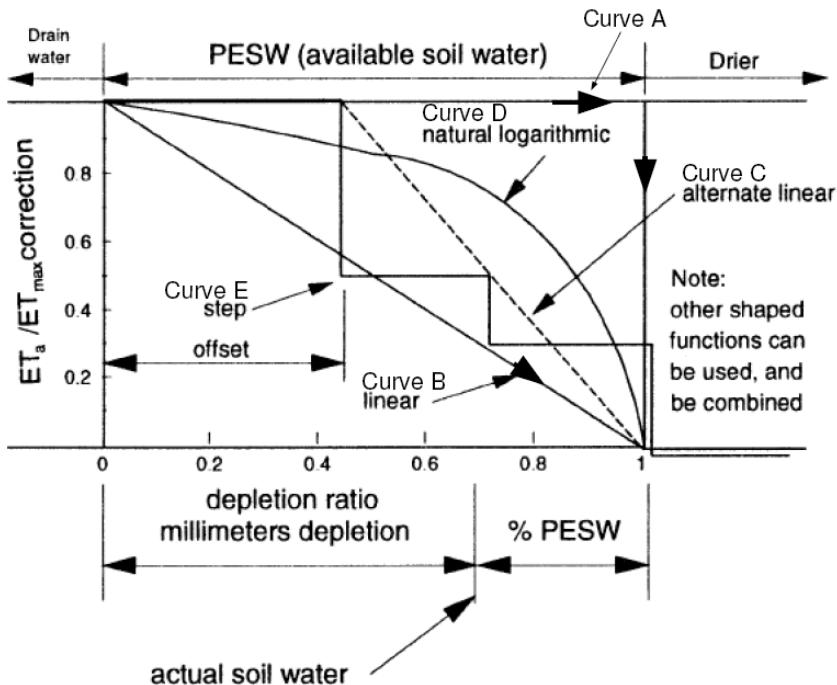


Figura 2.10. Relaciones de reducción de la evapotranspiración en función del contenido de humedad en el suelo, tomado de Burman y Pochop (1994).

2.6. Balance de agua

Los procesos básicos involucrados en el balance hídrico en la planta son absorción de agua desde el suelo, transporte y pérdida de agua a través

de los estomas. La diferencia entre la absorción y la transpiración, indica el tamaño y la desviación del estado de equilibrio. Por ejemplo, el balance hídrico en la planta puede ser negativo si la absorción de agua es insuficiente para cubrir los requerimientos de transpiración. En este caso, los estomas comenzarían a cerrarse producto de este déficit por lo que la transpiración decrecería; si la absorción no cambia, el balance sería restaurado a un estado transitorio de valores positivos. Así, el balance de agua en la planta puede oscilar continuamente entre valores positivos y negativos, pero lo realmente importante es distinguir entre oscilaciones a corto y largo plazo. Fluctuaciones a corto plazo, reflejan la interacción de diversos mecanismos reguladores, particularmente el cambio en la apertura de los estomas. Otras evidencias del alejamiento del equilibrio dinámico se dan durante el transcurso del día. Durante el día, el balance de agua casi siempre es negativo y es restaurado en la tarde o durante la noche, si existen suficientes reservas de agua en el suelo. Cuando se da un balance negativo en las hojas, el agua se mueve desde órganos que contienen agua hasta las hojas, como mecanismo regulador de corto plazo. Durante períodos secos, el balance de agua no puede recuperarse en la noche, así que los déficits se acumulan día a día, hasta un nuevo evento de lluvia, lo que constituye fluctuaciones estacionales del balance de agua.

En resumen, la relación suelo-vegetación-atmósfera puede traducirse en una cadena de eventos que va desde la precipitación, pasando por el almacenamiento de agua en el suelo, la absorción de agua desde las raíces hasta la evapotranspiración. En esta secuencia interviene además de la física de los fenómenos, las características intrínsecas de cada subsistema y su relación con los otros, siendo la vegetación la gran moduladora de sí misma y de los flujos que se dan entre el suelo y la atmósfera, quienes a su vez restringen la disponibilidad del recurso hídrico.

Capitulo 3

MODELOS SUELO- VEGETACIÓN-ATMÓSFERA

3.1. Introducción

En las últimas décadas los científicos han enfatizado sus esfuerzos en representar adecuadamente los procesos de transferencia de agua y calor entre el suelo, la vegetación y la atmósfera. Producto de estos esfuerzos científicos, han surgido además de los modelos hidrológicos y los modelos de circulación global, unos módulos que por su objetivo final se denominan SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer models). Los SVAT han sido pensados para representar de forma rigurosa los flujos superficiales, incorporando componentes de simulación de la dinámica de la humedad del suelo, su distribución lateral, y de generación de escorrentía, así como la inclusión de la vegetación como un elemento activo dentro del sistema. Sin embargo, pese a estos esfuerzos, existen varios problemas que siguen si resolverse: (1) la sobreparametrización y la necesidad de estimación de parámetros efectivos a macro-escala; (2) la necesidad de una mejor descripción de los procesos hidrológicos dada la escala espacial de trabajo (Llorens 2003) y, (3) el crecimiento de la vegetación sigue siendo estacionario. Sumado a lo anterior, muchos de ellos están orientados a cultivos dejando de lado en la mayoría de los casos el estudio de la vegetación natural. Junto con los modelos SVAT, surgieron los modelos dinámicos de vegetación VDM (por sus siglas en inglés), que satisfacen la necesidad de modelar la vegetación como un ente dinámico.

A continuación se presenta un listado de algunos de los modelos SVAT y VDM desarrollados en las dos últimas décadas:

BROOK90 A Simulation Model for Evaporation, Soil Water, and Streamflow. Modelo físicamente basado desarrollado para estudiar los procesos de evaporación diaria, movimiento del agua en el suelo y generación de escorrentía en un punto. BROOK90 simula los procesos de interceptación, evaporación desde el suelo y transpiración, entre otros (Federer 2002).

COUPMODEL Coupled Heat and Mass Transfer Model for Soil-Plant-Atmosphere System. Es un modelo físicamente basado que simula los procesos de transferencia de calor y agua entre el suelo y la vegetación, además de los procesos asociados al ciclo hidrológico. Respecto de la vegetación, COUPMODEL simula el crecimiento y muerte de los ecosistemas vegetales, además de la transpiración, absorción de

agua y nutrientes, respiración, fotosíntesis, entre otros (Jansson y Karlberg 2001).

EFIMOD Dynamic Model of the Mixed Stand/Soil System in European Boreal Forests. Modelo desarrollado para simular el ciclo biológico (regeneración y muerte) de cada árbol presente en una celda, calculando el total de hojas, raíces y hojarasca. EFIMOD incorpora el submodelo de suelos SOMM que permite calcular los nutrientes necesarios para el crecimiento del bosque (Chertov *et al.* 2006; Komarov *et al.* 2003).

GOTILWA+ An integrated model of forest growth. Modelo forestal que simula los procesos de crecimiento de los árboles a partir los flujos y balances de agua y carbono del sistema, explorando su dependencia con el clima, prácticas de gestión, características del suelo y cambio climático. (Gracia *et al.* 2004; 2003; 1999).

ISBA Interactions Soil-Biosphere-Atmosphere. Este esquema modela los procesos de superficie orientados al intercambio de calor y agua entre la atmósfera, el suelo y la vegetación. Concebido inicialmente para ser incluido en modelos meteorológicos, ISBA modela hoy día el drenaje gravitacional, lo que lo habilita para ser acoplado a modelos hidrológicos (Noilhan 1996; Noilhan y Planton 1989).

MAPSS Mapped Atmosphere-Plant-Soil System. Modelo construido para simular los impactos de la biosfera potencial y los procesos de retroalimentación entre la biosfera y la atmósfera. Calcula el tipo de vegetación potencial y el área foliar que podría existir en un sitio determinado de acuerdo a las restricciones abióticas climáticas. Estima el balance hídrico integrando los procesos de conductancia estomática, transpiración y almacenamiento de agua en el suelo, lo que le permite predecir patrones de distribución de vegetación, humedad en el suelo y patrones de escorrentía en diversos climas (Neilson 1995).

MEDRUSH Vegetation model. Modelo distribuido físicamente basado aplicable a áreas de hasta 5000 km² y períodos de hasta 100 años. Ha sido diseñado para proveer escenarios de crecimiento de la vegetación, distribución de grupos funcionales de vegetación, almacenamiento de agua en el suelo, escorrentía superficial, transporte de sedimentos, entre otros. Respecto de la modelización de la vegetación los principales procesos que modela son asimilación, respiración, transpiración, crecimiento y muerte (Abrahart *et al.* 1996).

SAVANNA Landscape and Regional Ecosystem Model. Modelo físicamente basado que modela ecosistemas vegetales tales como praderas, matorrales, sabanas y bosques. El modelo comprende submodelos hidrológico, crecimiento y muerte de la biomasa vegetal, transpiración, dinámica de poblaciones vegetales, entre otros (Coughenour 1994).

SOILWAT Soil Water Model. Este modelo ha sido desarrollado para simular los procesos de interceptación, evaporación, transpiración y contenido de agua en el suelo, así como el crecimiento y muerte de biomasa (Lauenroth y Bradford 2006; Parton 1978).

SWAT Soil and Water Assessment Tool. Modelo conceptual que opera a escala diaria. Creado para predecir el impacto del manejo sobre el agua, sedimentos, químicos agrícolas en cuencas de gran tamaño no instrumentadas. El modelo comprende los submodelos hidrológico, climático, de sedimentos, crecimiento de cultivos, crecimiento potencial, pesticidas, manejo de cultivos, entre otros (Arnold y Fohrer 2005; Arnold et al. 1998).

SWAP Soil-Water-Atmosphere-Plant. SWAP simula el transporte vertical de agua, solutos y calor en suelos cultivados. Ha sido concebido para simular la interacción entre la atmósfera, la vegetación y el suelo, así como los procesos hidrológicos y de crecimiento y muerte de los cultivos (Kroes y van Dam 2003).

VDDT Vegetation Dynamics Development Tool. Modelo desarrollado para evaluar el rol de diferentes perturbaciones y planes de manejo que influyen sobre la vegetación, permitiendo conocer su dinámica a escala de ladera (ESSA Technologies Ltd. 2007).

En este capítulo se hablará sobre los modelos más conocidos SWAT y SWAP, haciendo énfasis en los módulos de vegetación.

3.2. El modelo SWAT

SWAT responde al acrónimo de Soil and Water Assesment Tool, un modelo a escala de cuenca, subcuenca y río, desarrollado por el Dr. Jeff Arnold de la USDA Agricultural Research Service. Es un modelo físicamente basado, de simulación continua que requiere de información climatológica, propiedades y usos del suelo, topografía y vegetación.

SWAT está capacitado para simular los procesos físicos asociados al movimiento del agua, movimiento de sedimentos, crecimiento de cultivos, ciclo de los nutrientes, además de predecir el impacto de las prácticas de manejo del suelo sobre el agua, los sedimentos y componentes químicos en la agricultura en grandes cuencas, donde varían los suelos, condiciones de manejo y uso de la tierra en largos períodos de tiempo.

Ventajas. Puede modelar cuencas no monitoreadas. Uso de información fácilmente accesible, generalmente es información disponible por organismos gubernamentales. Computacionalmente eficiente en dinero y tiempo. Permite estudiar impactos en el largo plazo.

Desventajas. No está diseñado para simular en detalle un evento hidrológico en particular.

3.2.1. Estructura de funcionamiento

Haciendo uso de la información de entrada, modelo de elevación digital, usos y propiedades del suelo y clima, SWAT divide la cuenca en subcuencas, como se aprecia en la Figura 3.1.

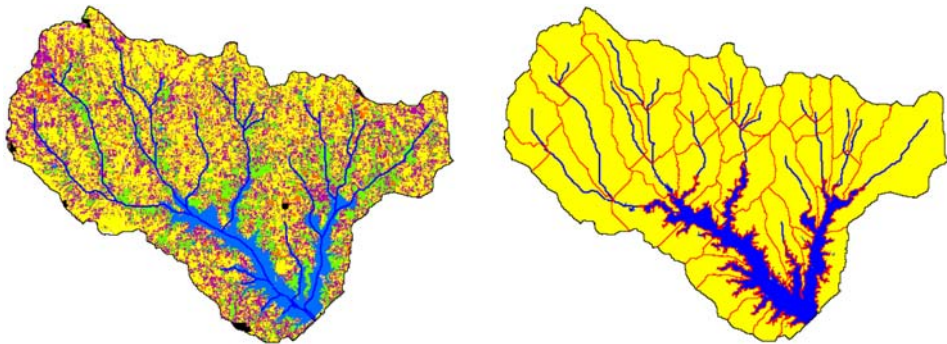


Figura 3.1. Izq.: Mapa de usos del suelo y red de drenaje. Der.: delineación de subcuencas. Tomado de Neitsch et al. (2005).

La información de entrada de cada subcuenca es agrupada por categorías: climáticas, HRU o unidades de respuesta hidrológica, humedales, acuíferos, el canal principal del río y afluentes. Las HRU son áreas dentro de la cuenca que se asume tienen una única cobertura vegetal, suelo y manejo de ambos.

Independiente del tipo de problema que SWAT pueda estudiar, el balance de agua en la cuenca está detrás de todas las operaciones. La simulación hidrológica de la cuenca se realiza en dos divisiones: la primera de ellas es la fase de ladera del ciclo hidrológico, donde se controla la cantidad de agua, sedimentos, nutrientes y pesticidas que aporta cada subcuenca al canal principal. La segunda división es el agua del ciclo hidrológico que está definida por el movimiento del agua, de sedimentos, etc., a través de la red de drenaje hasta el punto de salida de la cuenca Figura 3.2.

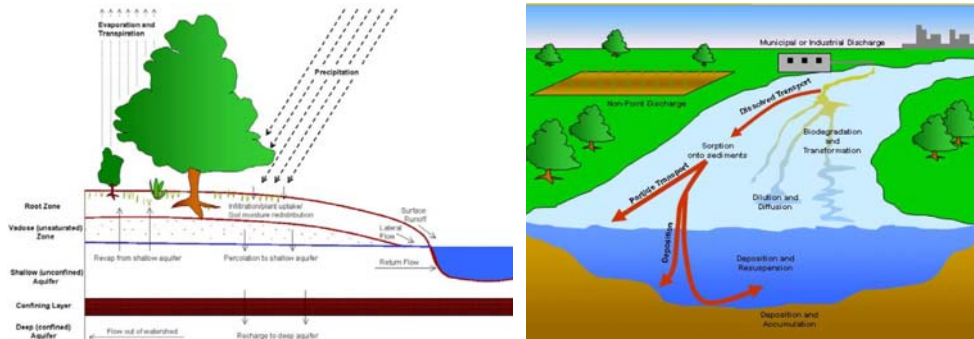


Figura 3.2. Izq.: Representación esquemática de la fase de ladera. Der.: Representación esquemática de la fase en la red de drenaje. Tomado de Neitsch *et al.* (2005).

Dados los intereses de este trabajo de investigación, no se hará énfasis en todos los procesos que modela SWAT, sino solamente en los concernientes a la vegetación y su relación con el suelo y la atmósfera.

3.2.2. Módulo de vegetación

El ciclo de crecimiento de la vegetación está controlado por dos variables (1) la temperatura y (2) la longitud del día. Respecto a la temperatura, se tiene que la teoría de las Unidades de Calor o Day-degrees es quien controla el crecimiento; cada especie posee una temperatura mínima de desarrollo, por debajo de la cual es imposible o casi nulo su desarrollo, y por encima de esta, se asume que el crecimiento de la planta es directamente proporcional a la variación en la temperatura, así una unidad de calor HU [Heat Units], es la diferencia entre la temperatura media del ambiente T_{av} [$^{\circ}C$] y la temperatura base T_{base} [$^{\circ}C$] a la cual la planta inicia su desarrollo en un día d dado, y el número total de unidades de calor necesarias para llegar a la madurez PHU [Heat Units], marca el final de dicha etapa de crecimiento, decir cuando se alcanza el día m :

$$\begin{aligned}
 HU &= T_{av} - T_{base} \quad \text{para } T_{av} > T_{base} \\
 PHU &= \sum_{d=1}^m HU
 \end{aligned}
 \tag{3.1}$$

Respecto a la longitud del día u horas de luz solar, se tiene que SWAT considera define el inicio y fin del período de inactividad por medio de un umbral de longitud del día $T_{DL,thr}$ [h], el cual tiene en cuenta dos tipos de umbrales, (1) estacional, $T_{DL,mn}$ [h], determinado por la longitud en horas mínima del día en el año y (2) latitudinal, t_{dorm} [h], función de la latitud de la zona en estudio. El umbral de longitud del día $T_{DL,thr}$ se calcula mediante la siguiente expresión:

$$\begin{aligned}
 T_{DL,thr} &= T_{DL,mn} + t_{dorm} \quad \text{para } t_{dorm} \geq 8 \\
 t_{dorm} &= \begin{cases} 1 & \text{para } \phi > 40^\circ N/S \\ \phi - 20 & \text{para } 20^\circ N/S \leq \phi \leq 40^\circ N/S \\ 20 & \\ 0 & \text{para } \phi < 20^\circ N/S \end{cases}
 \end{aligned}
 \tag{3.2}$$

3.2.2.1. Submódulo de crecimiento óptimo

El crecimiento potencial está modelado por el desarrollo de área foliar, interceptación de luz solar y conversión de esta luz en biomasa a través de la eficiencia en el uso de la radiación, eficiencia característica de cada especie.

Producción de biomasa

La cantidad de biomasa producida en un día Δ_{bio} [kg ha⁻¹] es calculada mediante la expresión, donde RUE [kg m²ha⁻¹MJ⁻¹] o [10⁻¹g MJ⁻¹] es la eficiencia en el uso de radiación

$$\Delta_{bio} = RUE \cdot H_{photosyn}
 \tag{3.3}$$

$H_{photosyn}$, es calculada teniendo en cuenta la cantidad de radiación solar diaria, H_{day} [MJ m⁻²], el coeficiente de extinción de la luz, k_l y el índice de área foliar, LAI , mediante la siguiente expresión:

$$H_{photosyn} = 0,5 \cdot H_{day} \cdot (1 - e^{-k_l LAI})
 \tag{3.4}$$

Finalmente, la biomasa total, bio [$kg\ ha^{-1}$] en un día dado d , es la sumatoria de Δ_{bio} , desde el inicio de la etapa de crecimiento hasta un día dado d

$$bio = \sum_{i=1}^d \Delta_{bio_i} \quad (3.5)$$

Cobertura y altura de la cubierta vegetal

Como se había mencionado anteriormente, el crecimiento de las plantas está regido por la teoría de las unidades de calor, expresadas en PHU o unidades de calor potenciales, características de cada especie. Ahora, se define la fracción de unidades de calor potenciales acumuladas como la relación entre las unidades de calor acumuladas hasta un día dado d y las unidades potenciales de calor:

$$fr_{PHU} = \frac{\sum_{i=1}^d HU_i}{PHU} \quad (3.6)$$

SWAT, estima la altura de la cubierta vegetal h_c [m] en función de, un parámetro h [m] que representa la máxima altura que puede alcanzar la cubierta vegetal, y de la fracción del índice de área foliar máximo para la planta $fr_{LAI_{mx}}$ correspondiente a una fracción de unidades potenciales dado fr_{PHU} .

$$h_c = h_{c, mx} \sqrt{fr_{LAI}} \quad (3.7)$$

donde, $fr_{LAI_{mx}}$, es la curva de desarrollo del área foliar óptimo de la etapa inicial de desarrollo de la planta, estimado por:

$$fr_{LAI, mx} = \frac{fr_{PHU}}{fr_{PHU} + e^{(l_1 - l_2 \cdot fr_{PHU})}} \quad (3.8)$$

donde l_1 y l_2 son coeficientes de forma.

La cantidad de cobertura

Se expresa como índice de área foliar LAI ; la cantidad diaria de LAI , ΔLAI , es calculada por

$$\begin{aligned} \Delta LAI &= (fr_{LAI_{mx},i} - fr_{LAI_{mx},i-1}) \cdot LAI_{mx} \cdot (1 - \exp[5(LAI_{i-1} - LAI_{mx})]) \\ LAI_i &= LAI_{i-1} + \Delta LAI_i \end{aligned} \quad (3.9)$$

Una vez el proceso de senescencia foliar comienza a predominar sobre el de crecimiento, el índice de área foliar es calculado por:

$$\begin{aligned} LAI &= 16 \cdot LAI_{mx} \cdot (1 - fr_{PHU}) \quad \text{si } fr_{PHU} > fr_{PHU,sen} \\ LAI_i &= LAI_{i-1} + \Delta LAI_i \end{aligned} \quad (3.10)$$

donde, $fr_{PHU,sen}$, es un parámetro que representa la fracción de unidades de calor potenciales a la cual el proceso de senescencia domina sobre el proceso de crecimiento.

Desarrollo de raíces

SWAT asume que la fracción total de biomasa en raíces en la etapa de emergencia es cerca de 0,40 y en la etapa de madurez 0,20. La fracción de biomasa radicular fr_{root} es calculada por

$$fr_{root} = 0,40 - 0,20 \cdot fr_{PHU} \quad (3.11)$$

Así mismo, SWAT calcula la profundidad de raíces z_{root} [mm] mediante la expresión

$$z_{root} = \begin{cases} 2,5 \cdot fr_{root} \cdot z_{root,mx} & \text{para } fr_{root} \leq 0,40 \\ z_{root,mx} & \text{para } fr_{root} > 0,40 \end{cases} \quad (3.12)$$

donde $z_{root,mx}$ [mm], es la profundidad máxima de raíces definida como el valor mínimo entre la profundidad de raíces máxima de la especie y la profundidad máxima del perfil de suelos.

Madurez

La planta alcanza la madurez cuando la fracción de las unidades de calor potenciales es igual a 1,0. Una vez la madurez es alcanzada, la planta cesa de transpirar, tomar nutrientes y absorber agua, permaneciendo con biomasa estable hasta que es cosecha o muere.

Absorción de agua

La absorción potencial de agua desde la superficie del suelo a cualquier profundidad en la zona de raíces es calculada por

$$w_{up,z} = \frac{E_t}{1 - \exp(-\beta_w)} \left[1 - \exp\left(-\beta_w \frac{z}{z_{root}}\right) \right] \quad (3.13)$$

donde $w_{up,z}$ es la absorción potencial de agua a la profundidad z en un día determinado en [mm H₂O], E_t es la máxima transpiración de la planta en un día determinado en [mm H₂O], β_w es un parámetro de distribución del uso del agua en profundidad, z [mm] es la profundidad desde la superficie del suelo. La cantidad de absorción de agua en un día dado, es función de la cantidad de agua requerida para la transpiración, E_t y de la cantidad de agua disponible en el suelo, S_w y el agua útil en el suelo, $HU = CC - PMP$

$$w_{up} = \begin{cases} (w_{up,z\ inf} - w_{up,z\ sup}) \exp\left[5\left(\frac{S_w}{0,25HU} - 1\right)\right] & \text{para } S_w < 0,25HU \\ (w_{up,z\ inf} - w_{up,z\ sup}) & \text{para } S_w \geq 0,25HU \end{cases} \quad (3.14)$$

La absorción de agua real es calculada por:

$$w_{up,real} = \min[w_{up}; (S_w - PMP)] \quad (3.15)$$

Finalmente, la cantidad de agua absorbida por la planta para un día dado, $w_{up,real}$ en mm H₂O, es la cantidad de agua utilizada para la transpiración de ese mismo día, $E_{t,real}$ en mm H₂O

$$E_{t,real} = w_{up,real} \quad (3.16)$$

3.2.2.2. Submódulo de crecimiento real

Para determinar el crecimiento real, SWAT calcula el estrés producido por agua, temperatura y déficit de nutrientes. Nos remitiremos sólo a la corrección por disponibilidad de agua, estimada por la expresión

$$w_{estres} = 1 - E_{t,real} = 1 - w_{up,real} \quad (3.17)$$

El factor de crecimiento es igual a

$$\gamma_{veg} = 1 - w_{estres} \quad (3.18)$$

Una vez determinado γ_{veg} , SWAT actualiza la cantidad de biomasa producida en un día, Δ_{bio} y el índice de área foliar, Δ_{LAI} así

$$\begin{aligned}\Delta_{bio,real} &= \Delta_{bio} \cdot \gamma_{veg} \\ \Delta_{LAI,real} &= \Delta_{LAI} \cdot \gamma_{veg}\end{aligned}\tag{3.19}$$

3.3. El modelo SWAP

SWAP significa Soil-Water-Atmosphere-Plant System, fue desarrollado por J. G. Kroes y J. C. van Dam, de Alterra y la Universidad de Wageningen, Holanda. SWAP es un modelo numérico desarrollado para simular el transporte vertical de agua, solutos y calor en un medio cuya saturación puede variar y con suelos cultivados; está diseñado para adaptarse a los rápidos cambios de las condiciones de borde y a la no-linealidad de las propiedades físicas del suelo, de ahí que la discretización que maneja sea del orden de centímetros. SWAP simula los procesos a escala de parcela que se dan durante la etapa de crecimiento de la vegetación; permite simular el balance hídrico y salino diario, lo que le permite predecir la transpiración de las plantas, las tasas de drenaje y precipitación y la producción relativa de los cultivos; además de considerar la heterogeneidad del suelo y en especial los procesos de contracción y expansión de las arcillas, calcula la humedad del suelo en 5 zonas en la vertical a escala diaria. Utiliza hasta 100 variables de entrada, la cuales pueden ser medidas directamente en campo o ser derivadas de un Sistema de Información Geográfica. En la Figura 3.3, se observa una descripción esquemática de los procesos simulados por SWAP, procesos atmosféricos como precipitación, evapotranspiración o nieve, movimientos del agua en la zona saturada y no saturada, escorrentía superficial y subsuperficial, así como interacción río-acuífero.

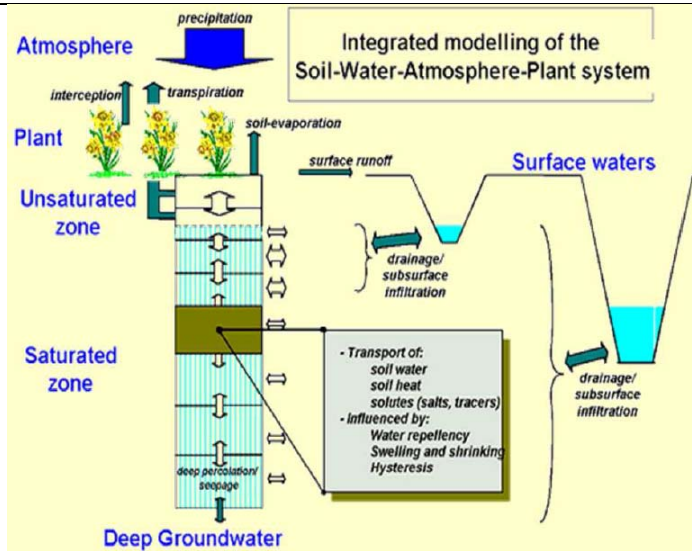


Figura 3.3. Esquema de los procesos simulados por SWAP. Tomado de Kroes y van Dam (2003)

A continuación se describirán los principales procesos modelados por SWAP y que hacen referencia al continuo suelo-vegetación-atmósfera.

3.3.1. Intercepción

Para la intercepción de la lluvia P_i , SWAP dispone de dos métodos, (1) para cultivos agrícolas y (2) para árboles y bosques.

- Intercepción en cultivos agrícolas: Von Hoyningen-Häune en 1983 y Braden en 1985, propusieron una expresión para la intercepción de cultivos en función del índice de área foliar LAI, de la precipitación bruta y de la fracción de suelo cubierto por vegetación.
- Intercepción en bosques: SWAP utiliza una expresión en función de la precipitación bruta, la precipitación que escurre por los tallos, la tasa media de evaporación y de lluvia y el valor umbral de precipitación que satura la vegetación, esta a su vez en función del máximo almacenamiento de agua por la cubierta vegetal.

3.3.2. Evapotranspiración

Para el cálculo de la evapotranspiración potencial utilizando la expresión de Penman-Monteith. En caso de no disponer los datos necesarios, calcula la evapotranspiración del cultivo de referencia ET_{ref} . SWAP permite calcular la evapotranspiración de referencia por métodos como el de FAO Penman-Monteith, Penman-Monteith, Priestley y Taylor, Makking o Hargreaves. Luego para transformar la ET de referencia a la ETP , se debe tener en cuenta el factor de cultivo k_c .

SWAP calcula tres cantidades de tasas de evapotranspiración utilizando la ecuación de Penman-Monteith:

- ET_{w0} [cm d^{-1}], es la tasa potencial de evapotranspiración de una cubierta vegetal mojada, que cubre completamente el suelo, calculada en función del factor de cultivo y la evapotranspiración del cultivo de referencia.
- ET_{p0} [cm d^{-1}], es la tasa potencial de evapotranspiración de una cubierta vegetal seca, que cubre completamente el suelo, calculada en función del factor de cultivo para el suelo y la evapotranspiración del cultivo de referencia.
- E_{p0} [cm d^{-1}], es la tasa potencial de evaporación de suelo desnudo mojado. Esta tasa de evaporación se calcula en función de ET_{p0} , un coeficiente de extinción de radiación solar y el índice de área foliar LAI .

Durante la evaporación de agua interceptada, la tasa de transpiración a través de los estomas se asume despreciable. Después de que la cubierta vegetal se ha secado, la transpiración tiene lugar a través de los estomas a una tasa igual a ET_{p0} . SWAP calcula la tasa diaria de transpiración T_p [cm d^{-1}], teniendo en cuenta la fracción del día durante la cual la cubierta vegetal está evaporando el agua interceptada a una tasa igual a E_p :

$$T_p = (1 - W_{frac}) \cdot ET_{p0} - E_p \quad \text{con } T_p \geq 0 \quad (3.20)$$

SWAP en el módulo de cultivo simple, separa las componentes de la evapotranspiración potencial en transpiración potencial, T_p [cm d^{-1}] y evapotranspiración potencial del suelo E_p [cm d^{-1}], para luego calcular la reducción de cada uno de estos de acuerdo a las restricciones por disponibilidad de agua, salinidad, etc. y teniendo en cuenta la fracción de suelo cubierta por vegetación:

$$\begin{aligned} T_p &= (1 - W_{frac}) \cdot S_C \cdot ET_{p0} \\ E_p &= (1 - S_C) \cdot (1 - W_{frac}) \cdot E_{p0} \end{aligned} \quad (3.21)$$

donde S_C es la cobertura vegetal en función de la etapa de crecimiento del cultivo.

3.3.3. Módulo de crecimiento de cultivos

El modelo SWAP contiene tres rutinas de crecimiento de cultivos: un modelo simple, un modelo detallado que consiste en la implementación del modelo WOFOST "World Food Studies" y el mismo modelo acondicionado para simular el crecimiento de hierbas (Diepen *et al.* 1989). El modelo WOFOST simula en detalle la fotosíntesis y el desarrollo de los cultivos, además de tener en cuenta los efectos del estrés hídrico y salino en el desarrollo de los cultivos.

3.3.3.1. Modelo simple

Esta opción es altamente útil cuando se no se necesita simular el crecimiento del cultivo o cuando los datos son insuficientes. Permite representar una cubierta vegetal verde que intercepta precipitación, transpira y da sombra al suelo. El usuario debe especificar el índice de área foliar o en su defecto la fracción de suelo, la altura del cultivo y la profundidad de raíces en función de su etapa de desarrollo. La etapa de desarrollo es controlado por la temperatura o ser lineal con el tiempo.

El modelo no calcula la cosecha potencial ni real, pero el usuario tiene la opción de introducir estos valores en función de la etapa de desarrollo del cultivo. Así, para cada etapa de crecimiento k se calcula la relación entre la cosecha potencial $Y_{p,k}$ y la real $Y_{a,k}$, así como la transpiración potencial $T_{p,k}$ y real $T_{a,k}$

$$1 - \frac{Y_{a,k}}{Y_{p,k}} = K_{y,k} \left(1 - \frac{T_{a,k}}{T_{p,k}} \right) \quad (3.22)$$

donde $K_{y,k}$ es un factor de respuesta del cultivo en cada etapa k de desarrollo. La cosecha relativa durante todo el período de crecimiento se calcula mediante la multiplicatoria de la relación entre la cosecha potencial $Y_{p,k}$ y la real $Y_{a,k}$.

3.3.3.2. Modelo detallado de cultivos

En la Figura 3.4 se presentan los procesos y relaciones incorporados en WOFOST.

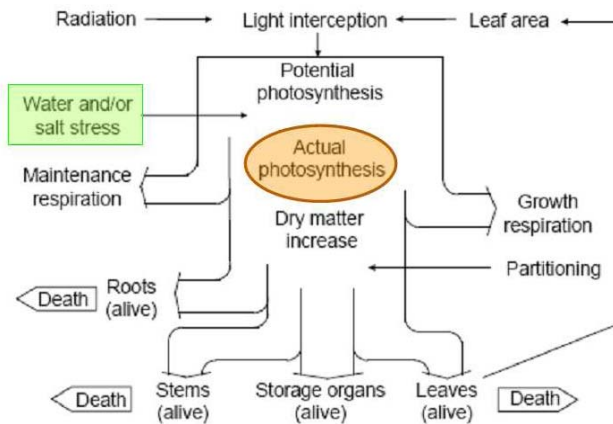


Figura 3.4. Esquematización de los procesos de crecimiento de cultivo incorporados en WOFOST. Tomado de Kroes y van Dam (2003)

La energía absorbida por la cubierta vegetal es función de la radiación incidente y del área foliar del cultivo. Así utilizando la radiación absorbida y teniendo en cuenta las características fotosintéticas de las hojas, se calcula la fotosíntesis potencial bruta. Luego, esta producción potencial debe ser reducida debido al estrés hídrico o salino. Parte de los carbohidratos producidos por la planta son utilizados para proveer de energía a la biomasa existente y así mantenerla viva (respiración de mantenimiento). La cantidad restante de carbohidratos se convierte en material estructural. En esta conversión, parte del peso de la planta es perdido como respiración de crecimiento. La materia seca se divide entre raíces, hojas, tallos y órganos de almacenamiento utilizando factores de partición que son función de la etapa de desarrollo fenológico del cultivo. Durante el desarrollo del cultivo, parte de la biomasa viva muere debido a la senescencia.

Algunos de los procesos simulados en el crecimiento de cultivos están influenciados por la temperatura, como por ejemplo la tasa máxima de fotosíntesis y la respiración de mantenimiento. Otros procesos, como el decaimiento de los tejidos del cultivo son dirigidos por la etapa de desarrollo fenológico.

Etapa de desarrollo fenológico

Muchos procesos fisiológicos y morfológicos cambian con la etapa fenológica de la planta, por lo que su cuantificación es esencial para la simulación del crecimiento del cultivo. Para muchos cultivos anuales, el desarrollo fenológico D_s [-] es dividido en tres etapas, 0 en etapa de emergencia de las semillas, 1 etapa de floración y 2 etapa de madurez. El mayor cambio fenológico se da entre la etapa vegetativa ($0 < D_s < 1$) a la etapa reproductiva ($1 < D_s < 2$), en la cual cambia drásticamente la distribución de materia seca a los diferentes órganos. El modelo SWAP comienza la simulación del crecimiento del cultivo en la etapa 0, cuya fecha debe ser especificada por el usuario. Así el cultivo pasa a través de sucesivas etapas fenológicas desde 0 hasta 2, dependiendo la duración de cada una de estas de la tasa de crecimiento. Dichas tasas de crecimiento son controladas tanto por la temperatura como por la longitud del día hasta finalizada la floración, una vez se supera esta etapa, sólo la temperatura influye en la tasa de crecimiento. SWAP utiliza la sumatoria de la temperatura para determinar la tasa de desarrollo de cada cultivo ya que los requerimientos de temperatura varían sustancialmente entre especies. Así la tasa de desarrollo se calcula mediante la expresión

$$D_s^{j+1} = D_s^j + \frac{T_{effec}}{T_{sum,i}} \quad (3.23)$$

donde j indica el día, $T_{sum,i}$ [°C] la suma de temperatura requerida para completar la etapa vegetativa y la etapa reproductiva y T_{effec} [°C] la temperatura efectiva calculada en función de la temperatura del aire. Algunas especies se ven afectadas por la duración del día durante la etapa vegetativa, por lo que SWAP debe tenerlo en cuenta.

La simulación del crecimiento del cultivo cesa una vez la etapa de desarrollo ha alcanzado la etapa a la cual el cultivo será cosechado, cuya fecha o tiempo debe ser conocido.

Senescencia

La tasa de muerte para tallos y raíces es específica para cada cultivo y es definida como la cantidad de biomasa viva que no participará más en los procesos de la planta. La tasa de muerte se considera función de la etapa fenológica de desarrollo y es especificada por el usuario. Este proceso de muerte es más complejo que el de crecimiento ya que depende del estrés hídrico, el efecto de la sombra y un exceso de tiempo de vida.

La tasa potencial de muerte de las hojas debido al estrés $\zeta_{leaf,w}$ [$\text{kg ha}^{-1}\text{d}^{-1}$] se calcula mediante la expresión

$$\zeta_{leaf,w} = W_{leaf} \left(1 - \frac{T_a}{T_p} \right) \zeta_{leaf,p} \quad (3.24)$$

donde W_{leaf} [kg ha^{-1}] es el peso seco de la hoja, T_a y T_p [cm d^{-1}] son las tasas de transpiración real y potencial respectivamente, y $\zeta_{leaf,p}$ [$\text{kg kg}^{-1}\text{d}^{-1}$] es la tasa máxima de muerte relativa de las hojas debida a estrés hídrico, la cual debe ser especificada por el usuario.

La tasa potencial de muerte por sombra $\zeta_{leaf,shade}$ [$\text{kg ha}^{-1}\text{d}^{-1}$], es definida como un incremento lineal desde cero a un cierto valor crítico de LAI , LAI_c , hasta su máximo valor asociado al doble del valor crítico del LAI

$$\zeta_{leaf,shade} = 0,03 \cdot W_{leaf} \left(\frac{LAI - LAI_c}{LAI_c} \right) \quad \text{con} \quad 0 < \left(\frac{LAI - LAI_c}{LAI_c} \right) < 1 \quad (3.25)$$

SWAP utiliza el más alto de los valores de $\zeta_{leaf,w}$ y $\zeta_{leaf,shade}$, para combinar el efecto del estrés hídrico y la sombra.

Crecimiento neto

La cantidad inicial de materia seca debe ser proporcionada por el usuario. Esta cantidad es multiplicada por un factor de partición ξ_i , para asignar los valores de peso seco en la etapa de emergencia. La tasa de crecimiento neto para cada órgano i hojas, raíces y órganos de almacenamiento, $w_{net,i}$ [$\text{kg ha}^{-1}\text{d}^{-1}$] se calcula a partir de la tasa bruta de crecimiento para cada órgano $w_{gross,i}$ [$\text{kg ha}^{-1}\text{d}^{-1}$] y del producto de las tasas de senescencia ζ_i [$\text{kg kg}^{-1}\text{d}^{-1}$] por el peso seco de cada órgano W_i [kg ha^{-1}]

Para estimar el crecimiento de las hojas se debe hacer una excepción: en la etapa inicial de desarrollo de las hojas, la temperatura ejerce una fuerte influencia, por lo que la tasa de crecimiento del índice de área foliar o etapa exponencial, w_{LAI} [$\text{ha ha}^{-1}\text{d}^{-1}$] se calcula por

$$w_{LAI} = LAI \cdot w_{LAI,mx} T_{effec} \quad (3.26)$$

donde $w_{LAI,mx}$ [$^{\circ}\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$] es el máximo incremento relativo del índice de área foliar. SWAP asume que la etapa de crecimiento exponencial continúa hasta que es igual a la tasa de crecimiento del índice de área

foliar limitado por asimilación. En esta segunda etapa, la tasa de crecimiento del LAI, w_{LAI} es

$$w_{LAI} = w_{net,leaf} S_{la} \quad (3.27)$$

donde S_{la} [$ha\ kg^{-1}$] es el área foliar específica.

Los dos modelos presentados, poseen una estructura clara de estimación del crecimiento y muerte de los cultivos ya sea por cosecha o por uno o combinación de factores de estrés. Ambos presentan una visión completa de los procesos fisiológicos de la planta, pero sobreparametrizados, aunque pese a esto, su uso ha sido ampliamente difundido con resultados aceptables.

Capitulo 4

MODELO HORAS

4.1. Introducción

El modelo HORAS nace de la necesidad de modelar la vegetación como un ente dinámico dentro del ciclo hidrológico. La importancia de la vegetación dentro del ciclo hidrológico radica en su papel moderador de los flujos que suceden entre el suelo y la atmósfera, su influencia en la distribución de humedad en el suelo y precipitación efectiva y su papel como consumidor de agua. De ahí, que su modelación sea de sumo interés para una correcta estimación del balance hídrico tanto a escala de celda como de cuenca o global.

El nombre HORAS hace alusión a las personificaciones o diosas griegas del orden de la naturaleza y de las estaciones. Las HORAS fomentaban la fertilidad en la tierra, al enviar diversas estaciones sobre ella bajo las que la propia naturaleza se manifestaba. En este sentido el modelo HORAS pretende modelar la vegetación que se desarrolla en zonas áridas y semiáridas naturales o poco antropizadas, sujeta a la escasez del recurso hídrico y las características climáticas propias de dichas zonas. Todo lo anterior haciendo uso de la modelación de tipo conceptual y utilizando como referencia el modelo hidrológico distribuido TETIS desarrollado en la Universidad Politécnica de Valencia. El modelo TETIS está basado en la representación esquemática de varios tanques de almacenamiento interconectados entre sí, cuyo funcionamiento se basa en la teoría del embalse lineal, permitiendo estimar el balance hídrico en cada celda, así como la producción de escorrentía dentro de la cuenca (Francés *et al.* 2007; Vélez 2001).

Para hacer posible la modelación de la vegetación en zonas con restricciones hídricas, se hace necesario recurrir a varias suposiciones o hipótesis:

1) En zonas áridas y semiáridas, el desarrollo de la vegetación no está condicionado a la disponibilidad de luz y nutrientes (Guswa *et al.* 2004; Noy-Meir 1973; Rosenzweig 1968).

2) La evapotranspiración media anual siempre es mayor que la precipitación media anual (Heisler-White *et al.* 2008; Wainwright *et al.* 1999).

3) Es posible modelar la vegetación como grupos funcionales de vegetación. Dada la inviabilidad para modelar cada tipo de vegetación dentro del ecosistema, se ha planteado el uso de los grupos funcionales de vegetación, ya que se ha argumentado que la dinámica del ecosistema puede ser capturada por agrupación de especies dentro de un número limitado de tipos funcionales (Arora y Boer 2005; Pausas 1999; Díaz y Cabido 1997; Gitay y Noble 1997) Por lo tanto, sólo se tendrán en cuenta los parámetros indicadores de la especie que represente al conjunto para simular los procesos de la vegetación.

4) El modelo HORAS está orientado a vegetación en estado maduro y despreciando los procesos sucesionales.

Los principales procesos a modelar del ciclo hidrológico y que involucran directamente a la vegetación son intercepción, almacenamiento de agua en el suelo, evapotranspiración y crecimiento/muerte de biomasa foliar, siendo esta última la variable de estado de mayor relevancia y objeto de esta investigación. Tradicionalmente, la vegetación se hace equivalente al factor de cultivo usado para la evaluación de la evapotranspiración actual (Allen *et al.* 1998) pero en HORAS, la biomasa foliar tendrá carácter dinámico y de variable de estado.

La estructura del modelo HORAS consiste en una celda que posee dos niveles o tanques de almacenamiento conectados entre sí por un conducto distribuidor de agua. En cada intervalo de tiempo la precipitación es distribuida a cada uno de los tanques a través del conducto distribuidor como se observa en la Figura 4.1. El flujo de agua entre los tanques es función del agua almacenada en ellos, por lo que las variables de estado son los volúmenes almacenados en cada uno de los tanques. La función que relaciona el flujo con estas variables de estado es función del esquema conceptual adoptado, del tipo de tanque, de las características del suelo y del grupo funcional de vegetación que existe en esta.

El primer tanque o *T1* corresponde al agua almacenada en las hojas de la vegetación o intercepción, mientras que el segundo tanque o *T2*, representa el agua que es almacenada en el suelo o humedad en el suelo. Cada tanque tendrá una capacidad máxima de almacenamiento limitada por las características de la vegetación en el caso de *T1*, y del suelo en el caso de *T2*. Las salidas de agua de cada tanque corresponden de un lado a la evapotranspiración y de otro lado a la penetración del agua en capas de suelo cada vez más profundas. El agua almacenada en cada tanque es evaluada mediante un balance hídrico, donde la biomasa

foliar juega un rol fundamental como captador de agua en la interceptación y consumidor de la misma en la transpiración. Todo el proceso descrito anteriormente y esquematizado en la Figura 4.1, se repite para un nuevo intervalo de tiempo.

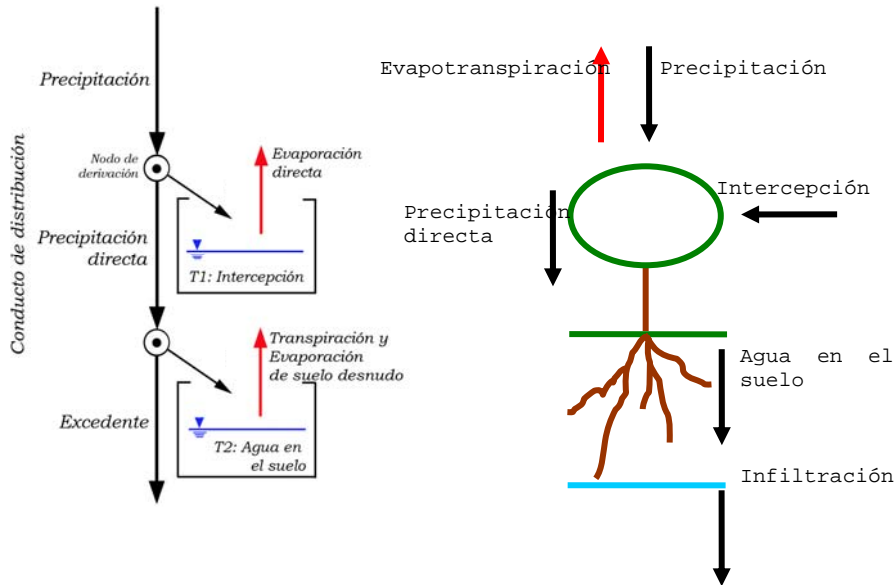


Figura 4.1. Esquema del modelo HORAS

El modelo HORAS se constituye entonces como un módulo independiente, de fácil ejecución y acoplable a un modelo conceptual hidrológico distribuido o agregado, ya que su producto final en la secuencia de los procesos hidrológicos es el agua excedente que podrá infiltrar en una segunda etapa gravitacional (con humedades por encima de la capacidad de campo) o, en caso contrario, conformará la escorrentía directa.

La escala de trabajo temporal del modelo HORAS es el día, esto con el objetivo de modelar la dinámica de la vegetación, la respuesta al estrés hídrico y las fluctuaciones del contenido de humedad en el suelo a lo largo del año. Teniendo en cuenta lo anterior y la necesidad de modelar en la mejor forma posible los procesos fisiológicos que ocurren a nivel de parcela o escalas menores, se ha asignado una escala espacial de trabajo del orden de decenas a centenas de metros, configurando celdas cuadradas.

A continuación se describen los diferentes procesos incluidos dentro del modelo HORAS.

4.2. Intercepción y evaporación directa

El primer tanque de almacenamiento o $T1$, representa el agua interceptada por la vegetación. Este tanque tiene una capacidad máxima determinada por las características de la vegetación. El llenado del tanque se inicia una vez evaluadas las condiciones iniciales de intercepción, de biomasa foliar y de precipitación, si estas son favorables, se procede al llenado del tanque hasta que se alcanza su capacidad máxima o hasta que se agota la cantidad de agua precipitada, quedando a disponibilidad de la evaporación directa si existe demanda en la atmósfera.

Esquemáticamente $T1$ se puede representar como lo muestra la Figura 4.2, donde P [mm d^{-1}] es la precipitación, D_I es la cantidad de agua derivada a $T1$ a través del conducto distribuidor y I_{mx} [mm] es la capacidad máxima de almacenamiento, esta cantidad representa la capacidad máxima de intercepción de agua del grupo funcional de vegetación en condiciones de máximo follaje y máxima cobertura en la celda, es decir, con un valor de biomasa foliar relativa R igual a 1. La cantidad de agua interceptada es I [mm] y está disponible para salir de $T1$ vía evaporación directa E_I [mm d^{-1}].

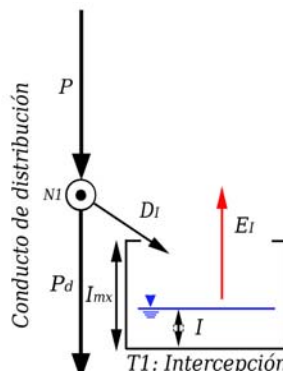


Figura 4.2. Esquema del tanque de intercepción

La cantidad de lluvia que se deriva del primer nodo $N1$ del conducto distribuidor y que no ingresa en $T1$, es considerada como la precipitación directa P_d ; esta depende de la biomasa foliar relativa R , la capacidad máxima de intercepción de $T1$ I_{mx} , de la precipitación P y de la intercepción antecedente I_{t-1} , siendo despreciada el aporte por la precipitación que escurre a través de ramas y troncos y alcanza el suelo. HORAS emplea la siguiente relación para la determinación de la precipitación directa:

$$P_d = \max[0; P - I_{mx} R_{t-1} + I_{t-1}] \quad (4.1)$$

Dada la estructura del modelo y que la conservación de masas no permite ingresar más agua que la existente en el conducto distribuidor, la cantidad de agua que se deriva hacia el primer tanque es estimada mediante la siguiente relación:

$$D_I = P - P_d \quad (4.2)$$

Una vez estimada la cantidad de agua que puede ser interceptada D_I y conociendo la condición inicial de la variable de estado I_{t-1} , se evalúa el almacenamiento transitorio en el tanque I' . Este almacenamiento de agua es considerado transitorio dado que no ha sido cuantificado el flujo de salida del tanque y se determina mediante la suma de las componentes mencionadas anteriormente:

$$I' = I_{t-1} + D_I \quad (4.3)$$

En la realidad el agua interceptada por la vegetación puede tener dos salidas: por evaporación directa o por absorción a través de las hojas y tallos. Esta última forma de salida por magnitud y complejidad de modelación es despreciada, considerándose solamente la evaporación como flujo de salida del tanque. El flujo de salida E_I es calculado por la siguiente expresión:

$$E_I = \min[I'; ETP] \quad (4.4)$$

donde ETP es la tasa de evapotranspiración potencial. ETP es la forma simple y tradicional de representar la energía disponible y las condiciones favorables para el proceso de evapotranspiración. Al sustraer de ETP la cantidad E_I se obtiene una ETP residual que será quien imponga un límite en la curva de extracción de la ETP para las componentes restantes por evaporación desde suelo desnudo y transpiración, procesos que se evalúan en el segundo tanque del modelo HORAS.

Una vez cuantificada el agua que se pierde por evaporación directa, se debe actualizar la variable de estado I que representa el agua interceptada por la vegetación:

$$I = I'_i - E_I \quad (4.5)$$

Por consiguiente, $T1$ no es solamente un balance de agua explícito, sino también un balance implícito de energía a través de la ETP y sus múltiples componentes dentro del ciclo hidrológico.

4.3. El agua en el suelo y evapotranspiración

El segundo tanque o $T2$ representa el agua que es retenida en el suelo por las fuerzas de capilaridad en la parte superior del suelo o zona de raíces, y sólo puede salir de este a través de la evaporación directa desde los primeros centímetros de suelo desnudo o a través de la transpiración de las plantas. La precipitación directa alimenta este tanque hasta que supera su capacidad máxima de almacenamiento o hasta que precipitación directa se hace cero. Dado que en $T2$ los flujos de salida son por evaporación desde el suelo desnudo y/o transpiración, no es necesario conocer la condición inicial de la biomasa foliar relativa para dar inicio al llenado. Una vez se ha llenado el tanque, se determina la transpiración y evaporación desde el suelo desnudo en función de la biomasa foliar relativa antecedente R_{t-1} y de la evapotranspiración potencial residual, es decir, la demanda atmosférica no satisfecha con la evaporación desde $T1$.

El segundo tanque $T2$ o almacenamiento de agua en el suelo se puede esquematizar según se aprecia en la Figura 4.3. Al igual que en $T1$, este tanque tiene una altura limitada función de las características del suelo, denominada agua útil H_U . El agua excedente del proceso de intercepción o precipitación directa P_d , continúa su recorrido por el conducto distribuidor, esta vez para alimentar $T2$. A su paso por $N2$ se evalúan las condiciones iniciales del tanque, es decir la humedad antecedente H_{t-1} y la biomasa foliar relativa antecedente R_{t-1} con el fin de determinar cuánta agua puede pasar a $T2$ y cuánta conforma el agua excedente X . El agua almacenada puede salir por transpiración en función de la biomasa foliar existente, o por evaporación directa desde el suelo desnudo, esto en función del área no vegetada. Finalmente, el agua que no forma parte de $T2$ percola a las capas más profundas del suelo, donde formará parte de los demás procesos hidrológicos formadores tanto de la escorrentía, como del almacenamiento de agua en el acuífero y formación del flujo base del río.

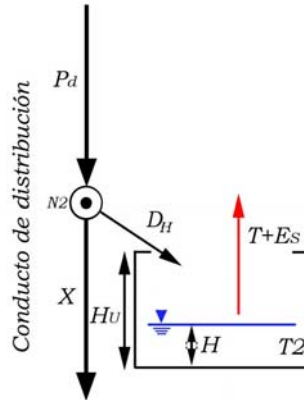


Figura 4.3. Esquema del tanque de almacenamiento de agua en el suelo

La cantidad de agua que no ingresa al segundo tanque, se denomina excedente X . El excedente depende de la precipitación directa P_d evaluada en el primer nodo, de la capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo H_U y del estado de humedad antecedente H_{t-1} , siendo calculado por la siguiente relación:

$$X = \max[0; P_d - H_U + H_{t-1}] \quad (4.6)$$

La capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo o H_U , es función de la humedad del suelo en los puntos capacidad de campo y marchitez permanente, y la profundidad efectiva del suelo z_e . La profundidad efectiva del suelo depende de relación entre la longitud de las raíces y de la profundidad real del suelo, así, si la profundidad real del suelo es menor que la longitud de las raíces, z_e es igual a la profundidad real del suelo, en caso contrario, z_e se asume igual a la longitud de raíces. Conociendo la cantidad de agua excedente, es posible evaluar la cantidad de agua derivada al segundo tanque en el nodo $N2$ mediante la relación:

$$D_H = P_d - X \quad (4.7)$$

El estado transitorio de almacenamiento de agua en el suelo H' se determina mediante la suma del estado inicial del almacenamiento H_{t-1} y D_H .

$$H' = H_{t-1} + D_H \quad (4.8)$$

El agua almacenada transitoriamente en $T2$ puede salir por evaporación directa del suelo E_S o por transpiración T . Es necesario

volver a mencionar que ahora la demanda atmosférica de agua no es ETP sino la evapotranspiración residual que resulta de extraer E_I a la ETP original. En el modelo HORAS las componentes de la evapotranspiración se consideran individualmente por varias razones:

- 1) Tanto T como E_S dependen de manera inversa de R .
- 2) Para el cálculo de E_S es necesario conocer la profundidad de suelo que eventualmente evaporará agua y que no corresponde a la profundidad efectiva del suelo z_e
- 3) Para efectos del análisis cuantitativo es interesante considerar ambas componentes para cuantificar el agua que se pierde desde las superficies desnudas.

Ahora, en el orden de extracción de agua desde T_2 , se da prioridad a T en lugar de E_S , esto significa que, de la evapotranspiración residual $ETP-E_I$ se sustrae primero T , dando lugar a un segundo valor de evapotranspiración potencial residual del cual se sustraerá E_S . Ambas cantidades están limitadas por la energía disponible y por las condiciones atmosféricas, las cuales están representadas por la evapotranspiración potencial residual y por el estado transitorio de almacenamiento de agua en el suelo. Continuando con el uso del concepto tradicional de la ETP , la transpiración se calcula así

$$T = \min[ETP \cdot R \cdot f(\theta); ETP - E_I; H'] \quad (4.9)$$

donde $f(\theta)$ es la función de humedad que representa el contenido de humedad en el suelo en función de tres umbrales según se esquematiza en la Figura 4.4. El objetivo de $f(\theta)$ es incluir en la transpiración el efecto de los tres umbrales de humedad, dado que el proceso de transpiración no es el mismo estando en el punto de capacidad de campo que en el punto de marchitez permanente. Esta función de humedad introduce un umbral llamado punto óptimo θ^* [$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$], dependiente del tipo de grupo funcional de vegetación y cuyo significado hace alusión al punto por debajo del cual la vegetación comienza a percibir el estrés y a regular sus funciones vitales, por ejemplo el cierre estomático, Cuando el contenido de humedad en el suelo θ está entre el valor óptimo θ^* y capacidad de campo θ_{CC} , la transpiración depende del tipo y cantidad de vegetación y condiciones atmosféricas (radiación solar, temperatura, humedad relativa, etc.). Cuando θ decrece por debajo de θ^* , T se reduce gracias al control estomático que se realiza en las hojas con el fin de prevenir la pérdida

innecesaria de agua; el cierre parcial de los estomas se convierte en cierre total cuando se alcanza el punto de marchitez permanente θ_{MP} .

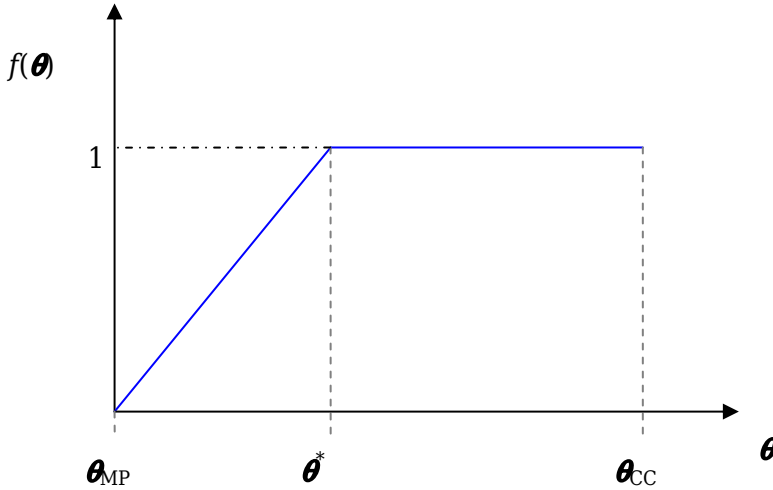


Figura 4.4. Esquema de la función de humedad en el suelo

El comportamiento de la curva de humedad ha sido ampliamente estudiado tanto a nivel de individuo como a nivel de parcela y se ha demostrado que puede aproximarse a una función lineal por partes que determina la función de extracción de agua desde el suelo, condicionada por los umbrales de contenido de humedad de capacidad de campo θ_{CC} , óptimo θ^* y punto de marchitez permanente θ_{MP} según se aprecia en la ecuación (4.10) (Laioli *et al.* 2001; Dingman 1994; Cordova & Bras 1981; Spittlehouse & Black 1981; Federer 1979).

$$f(\theta) = \begin{cases} 1 & \text{para } \theta^* < \theta \leq \theta_{CC} \\ \frac{\theta - \theta_{MP}}{\theta^* - \theta_{MP}} & \text{para } \theta_{MP} < \theta \leq \theta^* \\ 0 & \text{para } \theta \leq \theta_{MP} \end{cases} \quad (4.10)$$

El proceso de evaporación desde el suelo desnudo E_S tiene lugar en la capa superficial del suelo z_{SS} . Dicha capa de suelo tiene una profundidad no mayor a los 15 cm donde el contenido de humedad está fuertemente influenciado por el proceso de evaporación. En HORAS se asume que esta capa tiene las mismas propiedades físicas que la zona de raíces y por lo tanto igual contenido de humedad, pero con una

profundidad diferente y mucho menor que z_e . La evaporación desde suelo desnudo E_s está limitada por un segundo valor de evapotranspiración potencial residual ($ETP - E_T - T$) y es calculado por:

$$E_s = \min \left[H \frac{z_{ss}}{z_e} (1 - R); ETP - E_T - T \right] \quad (4.11)$$

En este punto de la simulación, donde se han estimado para un intervalo temporal y para una celda determinada los procesos de distribución, almacenamiento y salida de agua desde ambos tanques, es posible cuantificar el agua almacenada en el tanque $T2$, es decir H mediante la Ecuación (4.12). Este contenido hídrico representa la variable de estado clave en el ciclo hidrológico, ya que es el eslabón entre la vegetación y la atmósfera y determinando en gran medida el establecimiento y sobrevivencia de la vegetación.

$$H = H'_i - (T + E_s) \quad (4.12)$$

4.4. Modelación dinámica de la vegetación

Según las hipótesis de trabajo, en HORAS se asume que la vegetación en zonas áridas y semiáridas tiene restricciones hídricas de importancia, lo que condiciona su desarrollo y sobrevivencia, siendo despreciadas las eventuales restricciones por nutrientes y luz.

De acuerdo al esquema conceptual de HORAS, la variabilidad temporal de la humedad en el suelo es representada por la variable de estado H , la cual se ve afectada por los procesos de transpiración por parte de la vegetación y por la evaporación desde suelo desnudo. Ahora, ambos procesos de extracción de agua desde el suelo están fuertemente condicionados a la cantidad de vegetación presente en la celda.

En HORAS para simular el desarrollo de vegetación (representada por un grupo funcional de vegetación) en la celda en cada intervalo temporal, se ha definido la variable de estado R , denominada biomasa foliar relativa. Los valores de R están dentro del rango [0-1], así, si R es igual a 0 significa que no hay vegetación y que toda la humedad en el suelo está disponible para la evaporación desde el suelo desnudo; por el contrario, si R es igual a 1, significa que la vegetación se haya en su máximo punto de expresión, el proceso E_s es igual a cero y la

transpiración T estaría al máximo que le permita el contenido de humedad en el suelo y la evapotranspiración potencial residual ($ETP-E_I$).

Diversos estudios han encontrado que la producción de biomasa puede relacionarse con los balances hídrico y/o energético (Daly *et al.* 2004; Stephenson 1990; Rosenzweig 1968). En ambos casos se acude al concepto del Uso Eficiente del Agua, WUE (por sus siglas en inglés) que representa la relación entre la ganancia de biomasa y la tasa de transpiración, según muestra la siguiente expresión:

$$WUE = \frac{A}{T} \quad (4.13)$$

En HORAS, la ganancia de biomasa foliar relativa es función de la tasa de transpiración T por unidad de biomasa foliar relativa (T/R), mientras que el decrecimiento es proporcional a la biomasa foliar relativa actual y es función de la tasa de caída de hoja k_{est} y del estrés hídrico ζ . Por consiguiente, la expresión propuesta para representar el proceso de crecimiento y pérdida de biomasa foliar:

$$\frac{dR}{dt} = \frac{A_{n,mx}}{B_{pot}} \left(\frac{T}{T_{mx} \cdot R} \right)^c - k_{est} \cdot (1 + \zeta) \cdot R \quad (4.14)$$

donde, los parámetros propios del grupo funcional de vegetación son $A_{n,mx}$ [$t \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$] es la asimilación neta máxima, B_{pot} [$t \text{ ha}^{-1}$] es la biomasa foliar potencial, T_{mx} [mm d^{-1}] es la tasa máxima de transpiración, c [-] es un exponente de forma, k_{est} [d^{-1}] es la tasa de caída de hoja la cual es dependiente de la estación del año, y ζ [-] es el estrés hídrico. Este último es calculado por la expresión modificada a la propuesta por Rodriguez-Iturbe *et al.* (2001), como una función del contenido de humedad en el suelo θ :

$$\zeta = \begin{cases} 0 & \text{para} & \theta > \theta^* \\ \left[\frac{\theta^* - \theta}{\theta^* - \theta_{MP}} \right]^q & \text{para} & \theta_{MP} < \theta \leq \theta^* \\ 1 & \text{para} & \theta \leq \theta_{MP} \end{cases} \quad (4.15)$$

donde q es una medida de los efectos de la no linealidad del déficit hídrico en el suelo sobre las condiciones de la vegetación. Por

debajo de θ^* la vegetación empieza una fase de estrés; por debajo de θ_{MP} , la vegetación no puede extraer más agua del suelo ya que sufriría daños en sus tejidos.

Al actualizar la variable de estado biomasa foliar relativa, se pasa al siguiente intervalo temporal y se inicia de nuevo todo el proceso de simulación de esta parte del ciclo hidrológico.

4.5. Influencia de la orientación de ladera

Hasta este punto, el modelo HORAS ha sido pensado para una celda horizontal, es decir, sin orientación de ladera OL. Pero la realidad que percibimos va mucho más allá de esto. Podemos observar en terreno marcadas diferencias de distribución espacial de la vegetación, abundancia, entre otros, entre las diferentes orientaciones de ladera, lo que permite inferir que dado que el régimen de precipitación es el mismo en una zona determinada, debe ser la radiación solar quien define dichas diferencias, ya que a lo largo del día y del año su fluctuación es muy acentuada (Gallardo-Cruz *et al.* 2009; Sternberg y Shoshany 2001; Davis y Goetz 1990). Así mismo, la radiación solar define un flujo de gran importancia en el ciclo hidrológico como lo es la evapotranspiración.

Se ha propuesto entonces incluir el efecto de la orientación de ladera en el modelo HORAS, para capturar dichos patrones de distribución espacial y abundancia diferenciados por la orientación de ladera.

En la actualidad, el uso de los Sistemas de Información Geográfica SIG, ha contribuido a solucionar múltiples limitaciones espaciales en cuestiones de modelación, como generar un modelo de elevación digital MED por medio de curvas de nivel, calcular de forma sencilla las pendientes, la orientación de ladera de cada celda, la radiación solar incidente, entre otros.

Salvando el obstáculo tecnológico, el problema radica en ¿Cómo capturar las diferencias que se observan de vegetación de una ladera expuesta al sol a otra que está a la sombra?

Se propone entonces un Factor de Radiación λ_{Rad} , cuyo significado físico reflejará la variación de la radiación incidente según la

orientación de ladera respecto de una celda horizontal. Este factor será evaluado mediante la expresión:

$$\lambda_{Rad} = \frac{Rad_i^{Z \neq 0}}{Rad_i^{Z=0}} \quad (4.16)$$

donde $Rad_i^{Z \neq 0}$ es la radiación solar incidente en una celda con orientación de ladera $Z \neq 0$ para cada mes i del año, y $Rad_i^{Z=0}$ es la radiación solar incidente en una celda horizontal $Z = 0$ para cada mes i del año.

El Factor de Radiación afectará a la serie temporal de entrada de evapotranspiración potencial ETP , esto con el fin de incluir el efecto de la cantidad de radiación solar recibida en una celda según su orientación de ladera sobre el balance energético vía ET y sobre el balance hídrico, vía H , y por consiguiente en la variable de estado R o biomasa foliar relativa.

De esta forma contemplamos no sólo el grado de afección y dependencia de la biomasa foliar al flujo de entrada por precipitación, sino que hacemos explícita su relación con el balance energético a escala regional y local tanto en el tiempo como en el espacio.

Capitulo 5

METODOLOGÍA DE APLICACIÓN

5.1. Introducción

La aplicación del modelo HORAS encierra en sí misma un conjunto de pasos que conducen a llevar a cabo la simulación. En este capítulo mostraremos paso a paso, la metodología utilizada para aplicar el modelo HORAS, la cual puede servir de referente a usuario final. Decimos “referente” porque en el instante último de aplicación del modelo, es el usuario quien define sus prioridades e intereses.

En este capítulo definiremos el conjunto de entrada de datos y la estimación de parámetros requeridos para la simulación y aquellos que será necesario calibrar. Así mismo se evalúa el comportamiento del modelo a través de la validación del mismo.

5.2. Caracterización de la zona de estudio

La zona de estudio empleada consta de cuatro parcelas ubicadas dentro de la cuenca de la Rambla del Poyo, ubicada al Suroeste de la ciudad de Valencia. La selección de estas parcelas no fue al azar, sino que se buscaba zonas que no hubieran sido sometidas a ninguna perturbación ya fuera antrópica o no, por lo menos en los últimos 50 años. En la fase de selección de las parcelas nos basamos en el trabajo de Tesis Doctoral de Pascual (2001) donde se realizó un estudio exhaustivo sobre la vegetación de la Rambla del Poyo, cambios del uso del suelo, inventarios de los incendios ocurridos en los últimos 50 años, así como las zonas que fueron sometidas a procesos de reforestación. Haciendo uso de la herramienta informática ArcGis 9.2 y de la cartografía utilizada en la tesis mencionada y bajo los siguientes criterios se eligieron las cuatro zonas:

- 1) No presentar signos de perturbación natural o antrópica por lo menos en los últimos 50 años.
- 2) No ser producto de procesos de reforestación.
- 3) Uso del suelo netamente arbustivo y/o matorral.

Las cuatro regiones resultantes, denominadas parcelas 1, 2, 3 y 4, poseen un área de 13, 28, 73 y 117 ha respectivamente (ver Figura 5.1), toda ellas cubiertas en gran proporción por *Quercus coccifera* L., razón por la cual ha sido elegida como dominante y determinará la parametrización del grupo funcional de vegetación dentro del modelo HORAS. La coscoja es un arbusto esclerófilo perenne, el cual cubre grandes extensiones de la Garriga Mediterránea en cuencas Mediterráneas (Le Houèrou 1981). Habita en regiones donde las condiciones edáficas son de gran aridez y es una especie considerada piro estable, dado que, presenta altas tasas de regeneración después de un incendio. Esta última característica parece ser debido a que gran parte de la biomasa subterránea permanece después del fuego, lo cual juega un papel importante en la determinación de tácticas óptimas para ser adoptadas durante los ciclos de sucesión (Delitti *et al.* 2005; Cañellas y San Miguel 2000; Abril y Gracia 1989).

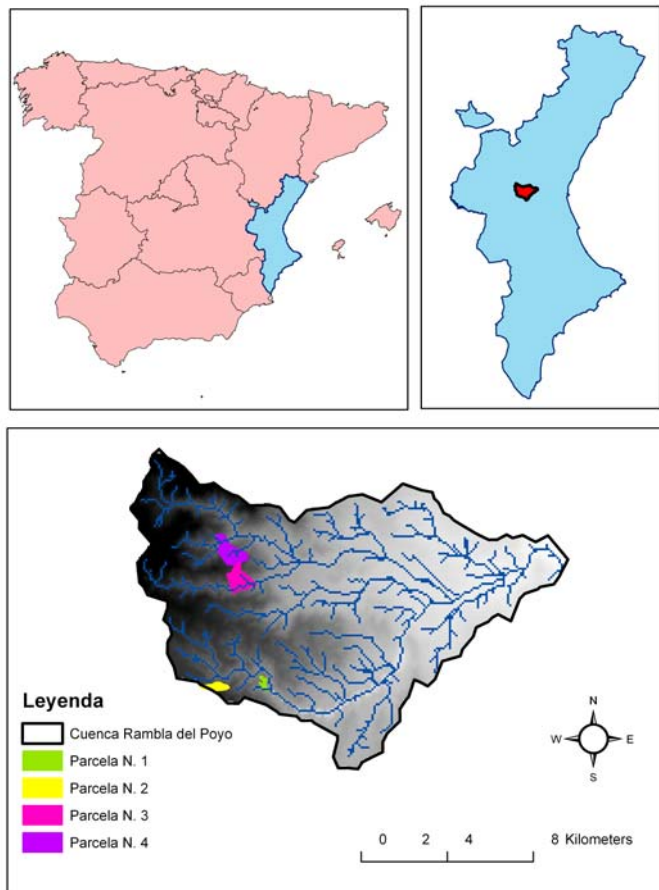


Figura 5.1. Ubicación de la cuenca Rambla del Poyo y las parcelas muestreadas.

La coscoja es encontrada comúnmente en España en estructura de vegetación continental en el cinturón meso-Mediterráneo y en variados ombrotipos (seco-húmedo, semiárido-seco, seco-subhúmedo y seco) alcanzando hasta 2m en altura. También es encontrada en formaciones costeras en el cinturón termo-Mediterráneo y en diversos ombrotipos (semiárido-húmedo, seco, seco-subhúmedo y semiárido) donde cubre cerca del 75% del terreno. En esta formación, la coscoja impide el desarrollo del substrato herbáceo, alcanzando no más de 1m de altura. Sanchis *et al.* (2003) sostiene que la coscoja es capaz de vivir en suelos con cualquier característica química, pero es frecuentemente encontrado en zonas de poca profundidad de suelo, sobre Luvisoles crómicos (Antiguas Terras rossas).

Para caracterizar los suelos existentes en las parcelas, se tomaron muestras de suelo en las distintas parcelas, las cuales fueron evaluadas posteriormente en laboratorio con el fin de obtener su granulometría, contenido de materia orgánica y humedad. Esta toma de muestras se realizó una sola vez, ya que el objetivo de esta era caracterizar el suelo y no obtener una serie temporal de humedades y cambios físicos.

El número total de muestras tomadas en campo y estudiadas en laboratorio fue de 18, cuyos resultados obtenidos caracterizaron el suelo como franco arcillo limoso, con un contenido de materia orgánica entre 0.5 y 5 % y humedad residual obtenida por secado en estufa entre 11 y 25 %.

5.3. Series temporales

Los datos meteorológicos empleados fueron tomados de dos estaciones pertenecientes al Instituto Nacional de Meteorología de España. La primera estación, Manises, está localizada en el Suroeste de la ciudad de Valencia (latitud 39°25'30"N, longitud 0°26'17"W, altitud 30 m.s.n.m.) monitorea temperatura diaria mínima y máxima. La segunda estación, Forn d'Alcedo, está situada cerca a la anterior (latitud 39°29'22"N, longitud 0°28'16"W, altitud 57 m.s.n.m.) y registra precipitación diaria. Las condiciones climáticas corresponden al cinturón termo-Mediterráneo y ombrotipo seco, de acuerdo a la clasificación bioclimática de Rivas-Martínez (1983).

El período de registro de ambas estaciones está comprendido entre el 1 de enero de 1966 y el 31 de diciembre de 2001. Durante este período, la precipitación media anual fue de 517 mm. Durante los primeros 25 años, el régimen anual de precipitación osciló entre condiciones húmedas a secas, con tres años especialmente húmedos: 1969 (794 mm), 1971 (1133mm) y 1989 (1158 mm). Además, tres años fueron particularmente secos (1978 con 273 mm, 1981 con 270 mm y 1983 con 271 mm) pero el período más seco registrado fue entre 1992 y 2000 con un promedio anual alrededor de los 400mm.-Estacionalmente, la precipitación media total para el invierno es del orden de 130mm, decreciendo hacia la primavera 110 mm, condición que se acentúa en el verano con 50 mm, para luego recuperarse en otoño con 200 mm (ver Figura 5.2).

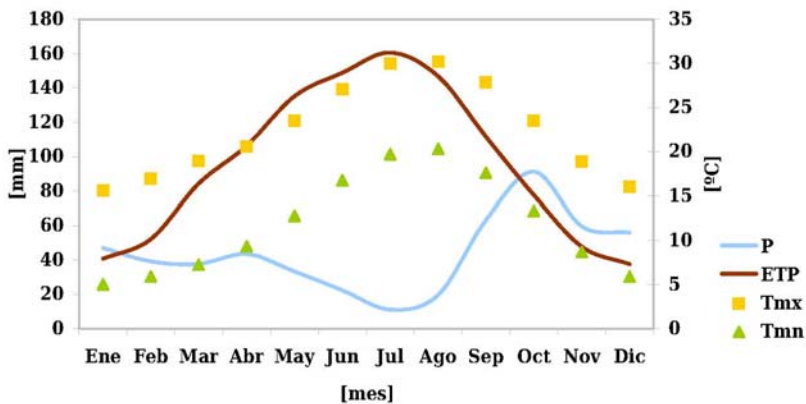


Figura 5.2. Promedio mensual multianual de precipitación P, evapotranspiración potencial ETP, temperatura máxima Tmx y temperatura mínima Tmn.

El registro de temperatura se ha caracterizado por no presentar valores extremos en la estación de invierno, con una media mensual que varía entre 5 y 15 °C; en el verano las temperaturas aumentan alcanzando medias mensuales entre 19 y 30 °C; en primavera las temperaturas oscilan entre 10 y 21 °C, muy similares a las registradas en otoño que varían entre 13 y 23 °C, lo que hace de estas estaciones las óptimas para el desarrollo de la vegetación por la disponibilidad hídrica y de temperatura.

Como no se disponía de un registro de evapotranspiración, debimos acudir a una expresión para calcular la evapotranspiración potencial ETP que hiciera uso de las series de temperatura disponibles

(Shuttleworth 1993). La expresión utilizada para tal fin fue la Ecuación de Hargreaves (Allen *et al.* 1998).

$$ETP = 0,0023 \times S_o \times (T_{md} + 17.8) \times (T_{mx} - T_{mn})^{0.5} \quad (5.1)$$

donde T_{md} [°C] es la temperatura media mensual, T_{mn} [°C] es la temperatura mínima mensual, T_{mx} [°C] es la temperatura máxima mensual y S_o [mm día⁻¹] es la radiación extraterrestre. El promedio anual de la evapotranspiración potencial fue de 1150 mm aproximadamente, superando significativamente el promedio de la precipitación. Durante un año medio, el valor máximo de la *ETP* estuvo alrededor de 460 mm en el verano, mientras que el mínimo fue alrededor de 130mm en invierno, tal como se puede deducir de la Figura 5.2.

5.4. Estimación de los parámetros de HORAS

Los parámetros del modelo HORAS están relacionados con las características del suelo y la vegetación. Muchos de ellos provienen de la literatura, otros calculados a través de expresiones apropiadas para estos y otros deben ser calibrados.

5.4.1. Parámetros del suelo

El parámetro por excelencia del suelo, es el agua útil H_U [mm], que indica el almacenamiento de agua en el suelo y que está disponible para las plantas. Este valor es estimado como la diferencia entre la humedad en el punto de capacidad de campo θ_{CC} y en el punto de marchitez permanente θ_{MP} por la profundidad efectiva del suelo (ver definición de z_e en el Apartado 4.3).

$$H_U = (\theta_{CC} - \theta_{PM}) z_e \quad (5.2)$$

Los valores de θ_{CC} y θ_{MP} dependen netamente de las propiedades físicas del suelo, así que para su estimación utilizamos la curva característica de humedad propuesta por Clapp y Hornberger (1978):

$$\Psi = \Psi_{ae} \left(\frac{\phi}{\theta} \right)^{-b} \tag{5.3}$$

donde Ψ_{ae} [MPa] es el potencial hídrico en el punto de aireación, b [-] el índice de distribución de la porosidad, ϕ [-] la porosidad y θ [-] la humedad relativa en el suelo. Los valores de Ψ_{CC} y Ψ_{MP} utilizados en la Ecuación (5.3) corresponden a vegetación xerofítica, es decir, que habita en zonas semiáridas, prescindiendo del uso tradicional de los parámetros de cultivos, ya que estos últimos falsean los límites reales de resistencia y bienestar hídrico en las plantas en zonas áridas y semiáridas. Según Larcher (2003) el valor para Ψ_{CC} es 0.0015 MPa, y para el punto de marchitez Laio *et al.* (2001) reporta un valor de 3 MPa. Clapp y Hornberger (1978) determinaron experimentalmente los valores de Ψ_{ae} , b y ϕ . La Tabla 5.1 incluye los valores requeridos para el cálculo de la Ecuación (5.3) para el suelo franco arcillo limoso.

Tabla 5.1. Parámetros descriptores del suelo usados en la ecuación (5.3)

Textura	Ψ_{ae} [Mpa]	ϕ [-]	b [-]
Sand	3.42E-04	0.395	4.05
Loamy sand	1.74E-04	0.410	4.38
Sandy clay loam	8.43E-04	0.420	7.12
Sandy clay	6.02E-04	0.426	10.40
Sandy loam	7.01E-04	0.435	4.90
Loam	1.43E-03	0.451	5.39
Clay loam	3.53E-03	0.476	8.52
Silty clay loam	1.43E-03	0.477	7.75
Clay	1.82E-03	0.482	11.40
Silt loam	5.53E-03	0.485	5.30
Silty clay	1.70E-03	0.492	10.40

5.4.2. Parámetros de vegetación

Los parámetros de vegetación involucran los procesos de interceptación, extracción de agua en el suelo, desarrollo y pérdida de biomasa foliar y estrés hídrico.

5.4.2.1. Intercepción

Como se señaló en la descripción del tanque de intercepción, el parámetro que condiciona el nivel máximo de almacenamiento es I_{mx} [mm]. Este parámetro es función de la especie representativa del estudio, y debe reflejar la capacidad de almacenamiento en la cubierta vegetal.

En muchos casos este parámetro corresponde a valores tabulados de estudios anteriores, en otros casos se calcula mediante modelos matemáticos como el propuestos por Rutter en 1970 (Citado por Calder 1990) o sus modificaciones posteriores.

Como primera aproximación en estimar dicho parámetro, se utilizará la propuesta de Federer (2002) en su modelo hidrológico BROOK90, donde se emplea una versión simplificada del modelo de Rutter, con resultados robustos. Se define entonces, la intercepción máxima como:

$$I_{mx} = C_{intLAI} LAI + C_{intSAI} SAI \quad (5.4)$$

donde I_{mx} [mm] es la capacidad de la vegetación para almacenar lluvia interceptada, C_{intLAI} y C_{intSAI} , son las capacidades de intercepción de lluvia por unidad de LAI y SAI [mm LAI o SAI], respectivamente, LAI es el índice de área foliar y SAI el índice de área de tallos.

Los valores de C_{intLAI} , C_{intSAI} , LAI y SAI propuestos por Federer (2002) para una vegetación desarrollada, son de 0.15 mm, 0.15 mm, 6 y 0.7, respectivamente.

5.4.2.2. Punto óptimo de agua en el suelo

Como se mencionó en el apartado 4.3, el punto óptimo de humedad en el suelo θ^* , hace referencia a un valor por encima del cual la tasa de transpiración de la vegetación sucede a la tasa potencial, mientras que por debajo de este se considera que comienza a presentarse el estrés hídrico y la transpiración se ve reducida.

Al igual que los parámetros relacionados con las características del suelo, θ^* debe estimarse a través de la Ecuación (5.3), siendo necesario además de los parámetros presentes en la Tabla 5.1, el valor del potencial hídrico en el punto óptimo Ψ^* para vegetación xerofítica, siendo este último de 0.03 MPa según Laio *et al.* (2001).

5.4.2.3. Parámetros de biomasa y estrés hídrico

Los parámetros de biomasa están relacionados con la Ec. (4.14), es decir, $A_{n.mx}$, B_{pot} , T_{mx} y k_{est} . Como es de esperarse todos estos parámetros son específicos de la especie, por lo que han sido tomados todos de la literatura relacionada al *Quercus coccifera* L. siendo respectivamente $5.7 \text{ ton ha}^{-1}\text{año}^{-1}$, 6 ton ha^{-1} , 4.7 mm día^{-1} y $0.0012\text{-}0.0024 \text{ día}^{-1}$. Respecto al último parámetro, k , es necesario hacer la aclaración de que existe un valor para cada estación, de acuerdo a la fenología de la coscoja. Según lo anterior, Castro-Díez y Montserrat-Martí (1998) afirman que aunque la coscoja está catalogada como una especie perenne, esta permite la caída de las hojas de forma constante a lo largo del año, incrementando esta tasa de caída en la última fase de la primavera y durante el verano.

Respecto al estrés hídrico (4.15), todos los parámetros a excepción de q han sido mencionados. Tal como se comentó en el Apartado 4.4, q es una medida de la no linealidad del déficit hídrico y a su vez lleva implícito la resistencia de la vegetación ante este déficit.

En la siguiente tabla se ha incluido a manera de resumen cada uno de los parámetros utilizados en el modelo y la fuente de la cual se han tomado:

Tabla 5.2. Valores de los parámetros utilizados en el modelo HORAS, empleados en el caso de estudio.

Parámetro	Característica física	Unidades	Descripción	Valor	Fuente ^a
	C_{LAI}	mm*LAI	Capacidad de intercepción por unidad de LAI	0.15	1
	C_{SAI}	mm*SAI	Capacidad de intercepción por unidad de SAI	0.15	1
	LAI	adimensional	Índice máximo de área foliar	6	1
	SAI	adimensional	Índice máximo de área de tallos	0.7	1
	I_{mx}	mm	Intercepción máxima	1.0	Ec. (5.4)
	k_{est}	día ⁻¹	Caída de hoja	0.0018-0.0024	2;3
	T_{mx}	mm día ⁻¹	Tasa máxima de transpiración	4.7	4
	$A_{n,mx}$	t ha ⁻¹ año ⁻¹	Asimilación neta máxima	5.7	4
	B_{pot}	t ha ⁻¹	Biomasa foliar potencial	6	5
	c	adimensional	Coefficiente de forma	0.05359	cal
	Z_e	mm	Profundidad efectiva del suelo	400	obs
	Z_{ss}	mm	Profundidad del suelo superficial	50	obs
	Ψ_{ae}	MPa	Potencial hídrico de aireación	1.74E-04	6
	b	adimensional	Índice de distribución de la porosidad	4.38	6
	ϕ	adimensional	Porosidad	0.41	6
	Ψ^*	MPa	Potencial hídrico óptimo	0.03	7

MODELO HORAS

Parámetro	Característica física	Unidades	Descripción	Valor	Fuente ^a
H^*		mm	Contenido óptimo de agua en el suelo	128.8	Ec. (1)
	Ψ_{CC}	MPa	Potencial hídrico de capacidad de campo	0.015	8
	H_{CC}	mm	Contenido de agua en el suelo en el punto de capacidad de campo	140.8	Ec. (2)
	Ψ_w	MPa	Potencial hídrico en el punto de marchitez permanente	3	7
	H_{MP}	mm	Contenido de agua en el suelo en el punto de marchitez permanente	71.1	Ec. (3)
H_U		mm	Contenido máximo de agua en el suelo	69.7	Ec. (5.2)
q		adimensional	Coefficiente de forma	1	9

^a 1: Federer (2002); 2: Specht (1988); 3: Castro-Díez y Montserrat-Martí (1998); 4: C. A. Gracia comunicación por e-mail; 5: Delitti et al. (2005); 6: Clapp y Hornberger (1978); 7: Laio et al. (2001); 8: Larcher (2003); 9: Porporato et al. (2001); y. cal: valor calibrado.

$$H^* = \theta^* \cdot z_e \quad (1)$$

$$H_{CC} = \theta_{CC} \cdot z_e \quad (2)$$

$$H_{PM} = \theta_{PM} \cdot z_e \quad (3)$$

5.5. Calibración de la ecuación de vegetación

Desafortunadamente, no es posible estimar a través de la literatura el parámetro c , el cual es el factor clave en la Ecuación (4.14) dado que determina la relación entre el crecimiento de la vegetación y la tasa de transpiración. Por consiguiente, se hace necesario la calibración de este parámetro.

Aunque la resolución temporal del modelo es diaria, la función objetivo utilizada para la calibración tiene escala anual dada la disponibilidad de este tipo de datos tomados en campo. La función objetivo utilizada es el Índice de Nash-Sutcliffe (Nash & Sutcliffe 1970), donde se compara el valor la biomasa foliar simulada con HORAS y la biomasa foliar anual tomada en campo después de cierto tiempo del incendio (datos obtenidos de Cañellas y San Miguel, 2000). Dado que los datos tomados en campo procedían de parcelas que habían sufrido incendios y estos ocurren con mayor frecuencia en el período estival, para la calibración de HORAS se asumió que el período de simulación iniciaba el 1 de agosto de 1966.

En la Figura 5.3 se observa la biomasa foliar diaria (calculada como el producto entre R y el parámetro B_{pot}) después de la calibración, los datos de campo de biomasa foliar y el valor medio de la biomasa foliar simulada luego de estabilizarse el crecimiento. Los 18 puntos (dos de ellos superpuestos) representan el valor medio de cerca de 20 toma de muestras de biomasa foliar medida después de un evento de incendio en diferentes localidades de la Provincia de Valencia; estos lugares por su cercanía a la Rambla del Poyo, presentan condiciones climáticas y edafológicas similares a las parcelas de estudio ubicadas en dicha rambla.

En el proceso de calibración se hizo uso de la herramienta Evolver, que consiste en un algoritmo genético de optimización desarrollado para trabajar bajo Excel. En la Figura 5.3 se muestra un buen ajuste de la biomasa foliar simulada con HORAS y los datos observados obteniendo un valor de Índice de Nash-Sutcliffe de 0.70 y un mínimo de la Raíz del Error Medio Cuadrático igual a 0.46, para un valor de 0.054 del parámetro c .

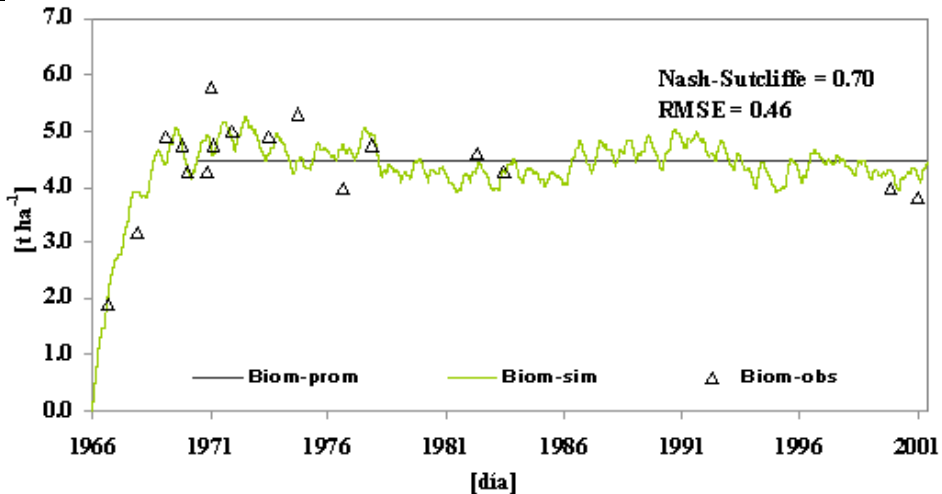


Figura 5.3. Biomasa foliar diaria simulada (línea verde) y biomasa foliar media después de la estabilización (línea negra). Los triángulos son los datos de campo obtenidos de Cañellas y San Miguel (2000).

Para el especie utilizada en el caso de aplicación, las comunidades más jóvenes muestran un máximo desarrollo entre los 6 y 8 años de edad, alcanzando en promedio 4.25 t ha^{-1} , valor casi alcanzado por la simulación de HORAS cuyo valor promedio fue de 4.22 t ha^{-1} . Las seis comunidades más antiguas muestran un promedio en la biomasa foliar alrededor de 4.2 t ha^{-1} , valor al cual se acerca el obtenido mediante la simulación con HORAS (4.4 t ha^{-1} en el modelo calibrado).

5.6. Proceso de validación

El modelo HORAS fue validado contra el Índice Diferenciado de Vegetación Normalizado (*NDVI* por sus sigla en inglés), obtenido de 12 imágenes del satélite Landsat. Dos de estas imágenes provienen del sensor *Multi-Spectral Scanner* (MSS) y el resto del sensor *Thematic Mapper* (TM). Las fechas de las imágenes se distribuyen entre julio de 1976 y octubre de 2001 como se observa en la Tabla 5.3. El proceso de validación incluye un análisis intra-anual e inter-anual dado que las imágenes abarcan distintas estaciones y diversos años. Antes de proceder a la validación del modelo, las imágenes fueron corregidas geométrica y radiométricamente, utilizando puntos de control obtenidos de ortofotos, el ángulo solar y la fecha de adquisición de cada imagen.

Tabla 5.3. Características de las imágenes satelitales usadas en el proceso de validación.

Fecha	Satélite	Sensor	Path/Row	Resolución píxel
29-jul-76	L2	MSS	214/032	60m
24-mar-78				
19-jul-84	L5	TM	199/033	30m
24-nov-84				
11-ene-85				
13-ago-87				
06-sep-90				
20-abr-92				
29-ene-00				
27-oct-00				
08-jun-01				
30-oct-01				

El *NDVI* es ampliamente utilizado como un indicador del grado de verdor de la cobertura vegetal y es calculado mediante la siguiente expresión

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_R}{\rho_{NIR} + \rho_R} \quad (5.5)$$

donde ρ_{NIR} y ρ_R son las reflectancias del infrarrojo cercano y rojo respectivamente. El *NDVI* varía entre -1 y 1. Según Carlson y Ripley (1997) el *NDVI* tendría tres umbrales de interpretación: $NDVI < 0.2$ significa predominancia de suelo desnudo, entre 0.2 y 0.5 representa mezcla de suelo desnudo y vegetación, y $NDVI > 0.5$ significa predominancia de vegetación. El *NDVI* es de especial interés en el proceso de validación, dado que puede relacionarse satisfactoriamente con el contenido de clorofila y agua en las hojas, la absorción de radiación fotosintéticamente activa, la producción neta de la vegetación, el índice de área foliar, la lluvia, la dinámica fenológica de la vegetación y la evapotranspiración potencial (Chuvieco 2008). De hecho, numerosos estudios han sido llevados a cabo con el fin de encontrar la correlación entre la biomasa vegetal y el *NDVI* (Escandón *et al.* 1999; Bader 2000; Chirici *et al.* 2007).

Los valores de *NDVI* utilizados para la validación corresponden a las cuatro parcelas muestreadas, en celdas cuya orientación de ladera coincide con la horizontal. Dado que la cantidad de celdas que cumplen esta característica es muy baja, utilizamos la técnica de remuestreo

Bootstrap con reemplazo, para obtener una muestra más grande, es decir, del conjunto de datos de *NDVI* con orientación de ladera horizontal, seleccionamos 100 datos, obtenemos su valor promedio y se obtiene así el primer dato de la nueva población muestral. Este proceso se repitió 1000 veces, número que corresponde a la magnitud de la nueva población muestral (Mooney y Duval 1993). El rango de *NDVI* para las celdas horizontales varía entre 0.24 y 0.52, estos valores pueden estar relacionados con la variabilidad temporal de la humedad en el suelo. Los valores altos de *NDVI* son precedidos por períodos de lluvia, mientras que los valores bajos coinciden con períodos de sequía. El modelo HORAS reproduce bien este comportamiento, alcanzando una correlación de 0.82 entre el *NDVI* y valor promedio de *R* de los últimos 3 meses a partir de las mismas fechas de las imágenes satelitales. En la Figura 5.4 se puede observar una correlación positiva entre ambas variables.

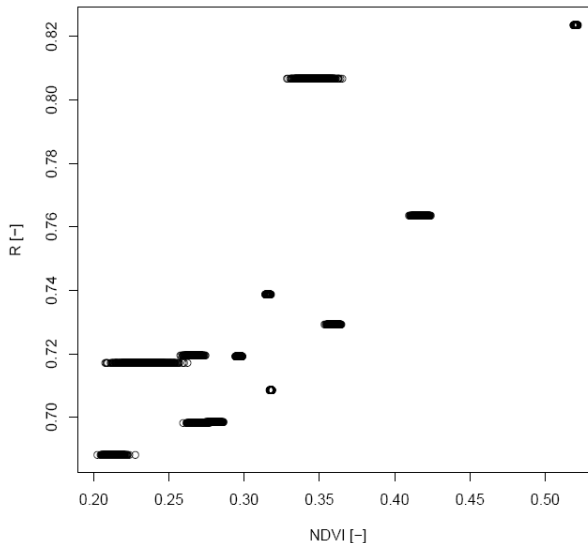


Figura 5.4. Diagrama de dispersión de *NDVI* vs. *R*.

Este resultado tiene dos implicaciones importantes, una, que el modelo captura adecuadamente la dinámica de la vegetación y dos, el alcance del uso de imágenes satelitales para los procesos de calibración y validación del modelo HORAS.

5.7. Factor de radiación

Para calcular el factor de radiación se hizo uso del programa informático ArcGis 9.2, el modelo digital de elevación de la cuenca de la Rambla del Poyo con celdas de 1 ha, y la herramienta informática *Solar Analyst* de ArcGis 9.2. Siguiendo la ecuación propuesta para el factor de radiación en el apartado 4.5, se calcularon los mapas de radiación solar para cada mes del año tanto para la cuenca sin el efecto del modelo digital de elevación, es decir, completamente horizontal, como teniendo en cuenta dicho efecto. Obteniéndose así, en total 12 mapas de radiación solar con la misma resolución que el modelo digital de elevación.

El cálculo del factor de radiación se hizo teniendo solamente en cuenta las celdas pertenecientes a las parcelas mencionadas anteriormente. Dado que el factor de radiación tiene sentido en tanto nos proporcionará información sobre la influencia de la orientación de la ladera en el modelo HORAS, se hace necesario discretizar dichos factores según su orientación sea Norte o Sur, asumiendo que:

$$\begin{array}{l}
 \text{Norte} \\
 \text{Sur}
 \end{array}
 \left\{ \begin{array}{l}
 270^\circ < OL \leq 360^\circ \\
 0^\circ < OL \leq 90^\circ \\
 90^\circ < OL \leq 270^\circ
 \end{array} \right. \quad (5.6)$$

obteniendo así, 126 celdas con orientación Norte y 105 con orientación Sur. En la Tabla 5.4 se presentan los valores obtenidos para el factor de radiación según su orientación sea Norte o Sur, resultando los valores para la ladera sur mayores que para la norte, lo que implicaría mayor evapotranspiración potencial en la celda que tenga dicha orientación, lo cual se puede traducir en mayores pérdidas de agua.

MODELO HORAS

Tabla 5.4. Valores del factor de radiación según la orientación de ladera

Mes	Norte	Sur
Enero	0.743	1.244
Febrero	0.807	1.184
Marzo	0.881	1.145
Abril	0.935	1.087
Mayo	0.974	1.049
Junio	0.992	1.042
Julio	0.983	1.049
Agosto	0.952	1.074
Septiembre	0.896	1.120
Octubre	0.830	1.184
Noviembre	0.764	1.245
Diciembre	0.712	1.250

Capitulo 6

RESULTADOS Y ANÁLISIS DEL MODELO HORAS

6.1. Introducción

El presente capítulo tiene como objetivo principal realizar un análisis del modelo HORAS por dos vías: una, evaluar el funcionamiento interno del modelo y sus dos tanques, y dos, presentar los resultados del caso de aplicación específico a la especie dominante *Quercus coccifera* L.

Para llevar a cabo la primera parte del objetivo, hemos analizado el modelo HORAS simplificado (Quevedo y Francés 2008) y modelo HORAS modificado con la inclusión de la orientación de ladera bajo una serie de entrada de precipitación generada a partir de la original.

La segunda parte del objetivo principal, se llevará a cabo analizando los resultados del caso de aplicación expuesto en el Capítulo 5.

6.2. Modelo HORAS simplificado

Para comprender mejor la dinámica del modelo HORAS se ha determinado una serie anual de precipitación a partir del promedio diario multianual del registro original (ver Apartado 5.3). Dicha serie se ha denominado “precipitación tipo”. En la Figura 6.1 se pueden observar el valor diario y el promedio mensual de la serie de precipitación tipo, así como, el promedio diario y mensual multianual de la evapotranspiración potencial original. En esta figura se aprecia que la precipitación tipo mantiene el comportamiento original de la precipitación, con máximos en otoño y mínimos en verano.

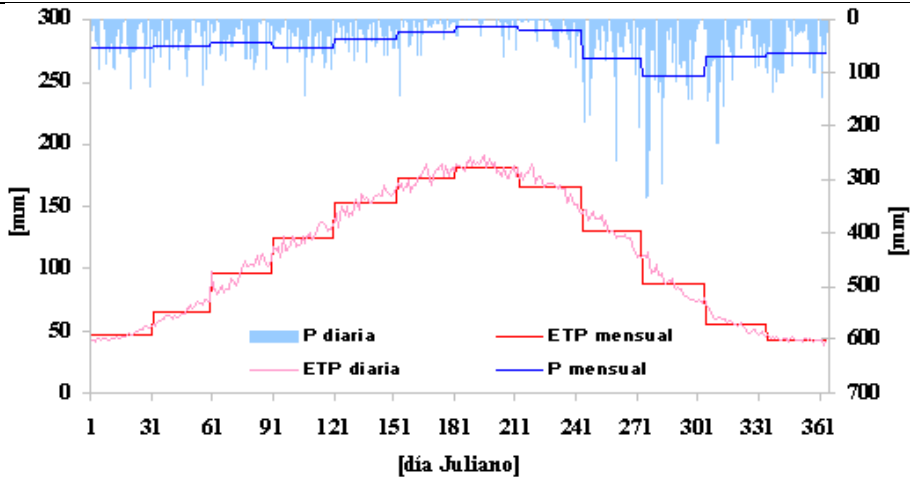


Figura 6.1. Serie de precipitación tipo (valores diario y promedio mensual) y serie de evapotranspiración potencial (promedio multianual diario y mensual de la serie original).

A partir de esta precipitación tipo, se construyó una serie temporal de precipitación con una longitud total de 35 años, cuyo objetivo primordial es someter al modelo HORAS a diferentes escenarios hidrológicos (años medios, secos y húmedos) mediante la entrada al modelo de una precipitación controlada.

La precipitación controlada consta de una primera etapa en condiciones medias donde la precipitación tipo se ha repetido 14 años. Posteriormente presenta 7 años de sequía (desde el año 15 al 21), en donde la precipitación tipo se ha multiplicado por un factor 0,5. Finalmente, la precipitación controlada presenta 14 años de condiciones húmedas (desde el año 22 al 35) en donde la precipitación tipo se multiplicó por un factor 1.5. En la Figura 6.2 se aprecia un diagrama de cajas y bigotes de la serie de precipitación controlada, donde se aprecia la variabilidad de cada período de precipitación, concentrando la mayoría de eventos de precipitación entre los percentiles 25 y 75, presentando algunos eventos aislados de precipitación muy altos, los cuales probablemente deben responder a eventos otoñales de gran magnitud característicos de la zona Mediterránea española.

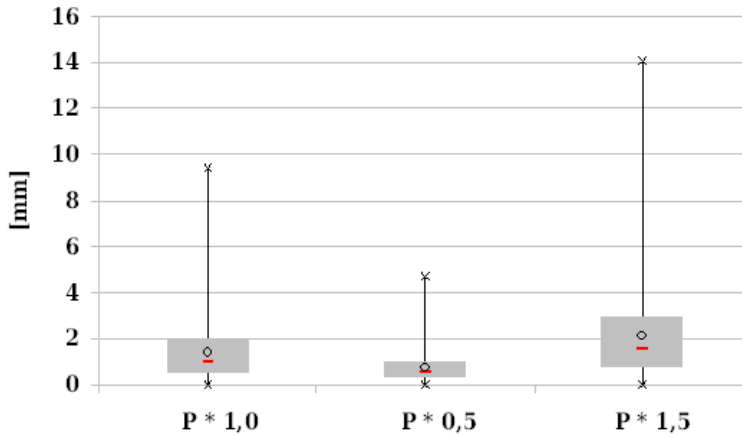


Figura 6.2. Diagrama de cajas y bigiotes para la serie de precipitación controlada.

Al someter al modelo HORAS a esta precipitación controlada se observa el comportamiento de las diferentes variables modeladas frente a tres ciclos de precipitación constantes a lo largo del tiempo pero diferentes entre si.

6.2.1. Tanque de intercepción

El comportamiento de este tanque se analizó bajo la serie de precipitación controlada propuesta al inicio de este capítulo. El flujo de entrada de agua al tanque está determinado por los eventos diarios de precipitación P , por la biomasa foliar relativa R , por la intercepción antecedente y por la cantidad máxima de agua que puede interceptar dicha biomasa I_{mx} . El flujo de salida se expresa en la variable E_I (para mayores detalles de la estructura interna ver Apartado 5.2).

En la Figura 6.3, se muestra el comportamiento de estas variables como respuesta a la serie de precipitación controlada. Se aprecia que el agua interceptada por la biomasa foliar alcanza los valores máximos después de los mayores eventos de precipitación, aumentando a medida que la biomasa foliar también aumenta, mientras que el resto del tiempo permanece con valores muy bajos dependiendo del nivel de la precipitación (Figura 6.3a). Este comportamiento coincide con los valores máximos de la relación E_I/ETP (Figura 6.3b), los valores mínimos de E_I/ETP ocurren en los períodos estivales donde hay mayor demanda en la atmósfera, pero con baja oferta de precipitación. Finalmente, se observa el agua que no entra en el tanque 1, definida como precipitación

directa P_d (Figura 6.3c). Ésta conserva el mismo patrón de comportamiento que la serie de precipitación controlada, a la cual se le ha descontado el agua interceptada.

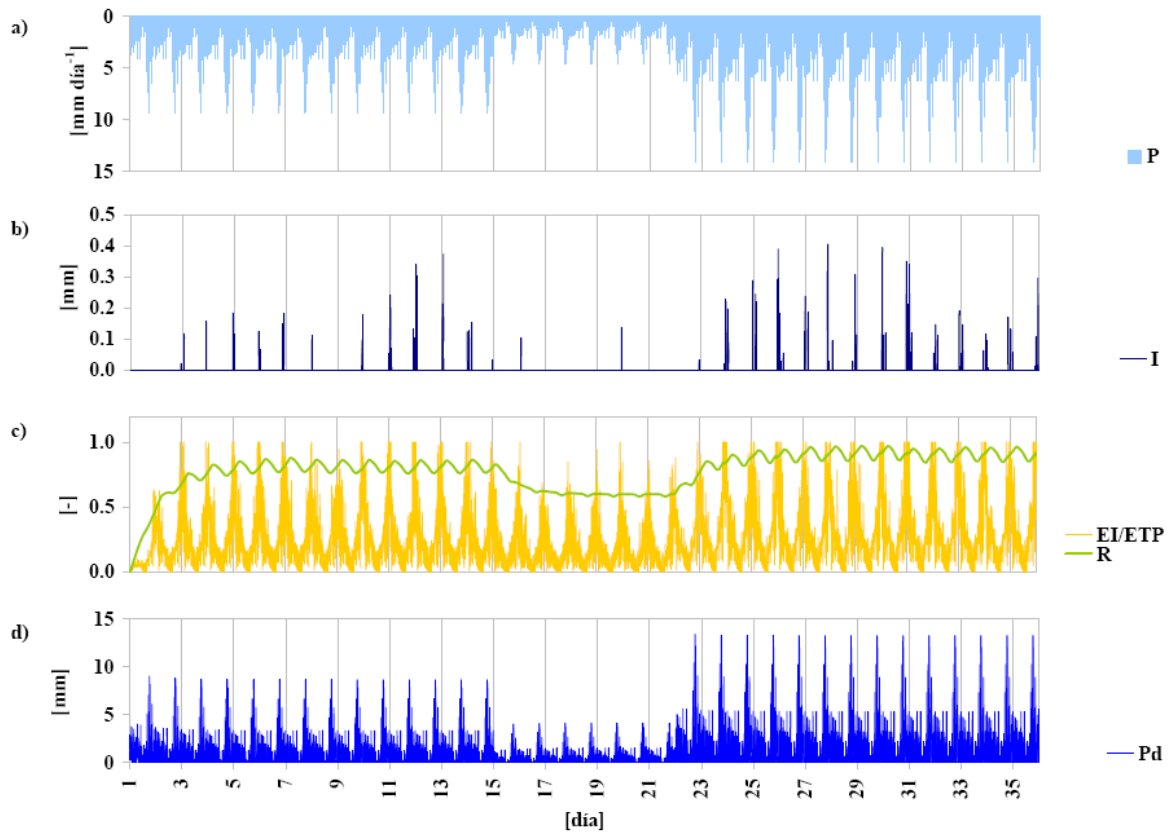


Figura 6.3. Flujos y almacenamientos simulados en el tanque 1.

6.2.2. Tanque estático

El tanque estático o tanque 2 es alimentado por la precipitación directa P_d . En la Figura 6.4, parte b) se observa que la humedad del suelo H tiene una dinámica asociada a P_d , alcanzando valores altos cuando el régimen de precipitación directa es mayor. Estacionalmente se observa que H es mayor cuando la ETP es menor, o sea en la estación invernal, y alcanza los valores mínimos en la época estival, donde la P_d es menor.

Esta disponibilidad de agua en el suelo, influencia el mecanismo de retroalimentación entre el desarrollo de la biomasa foliar relativa R , y la transpiración (Figura 6.4c). En ésta figura se puede observar también que a medida que aumenta la relación T/ET , la relación E_s/ET disminuye y viceversa, sin embargo ambas presentan el mínimo en los períodos estivales a causa de la disminución de humedad en el suelo.

El excedente X de este tanque, es decir, el agua que no forma parte de las abstracciones iniciales en el ciclo hidrológico, se ilustra en el Figura 6.4d. Se observa que en el escenario medio (primeros 14 años) el excedente es bajo, coincidiendo con períodos de recuperación de la biomasa foliar relativa R ; en el escenario de sequía (años 15 a 21) el excedente es cero dado que la precipitación que entra al sistema es poca y es utilizada en su totalidad en los procesos analizados anteriormente, intercepción, transpiración y evaporación. En el escenario húmedo (años 22 a 35) el excedente aumenta conforme lo hace la precipitación y la demanda de evapotranspiración de la atmósfera se ve satisfecha.

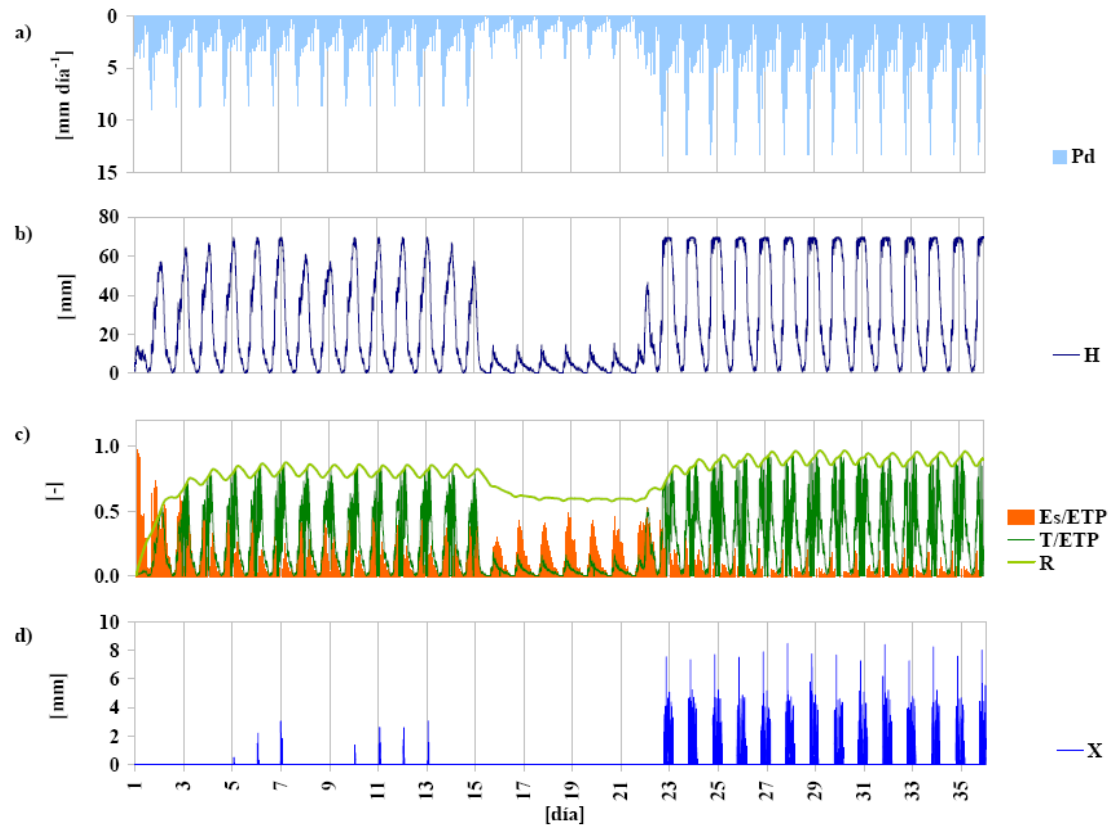


Figura 6.4. Flujos y almacenamientos simulados en el tanque 2.

6.3. Comportamiento global del modelo HORAS

El comportamiento de la humedad en el suelo H escalado por el contenido de agua útil en este H_U , (H/H_U) se ilustra en la Figura 6.5b. Los valores más altos de H/H_U ocurren como respuesta a la acumulación de agua en el suelo que no ha sido utilizada en transpiración T ni en evaporación E (evaporación del agua interceptada E_I más evaporación desde el suelo desnudo E_S) y que no ha drenado a las capas más profundas del suelo. En esta figura se aprecia una clara disminución en la humedad disponible cuando disminuye la precipitación (entre los años 15 y 21). Sin embargo, en los años lluviosos (22 a 35) se observa un comportamiento similar a los años medios producto de un nivel máximo de acumulación de humedad permitido por el modelo. Cuando la humedad alcanza el valor de 1 (nivel máximo), el agua excedente infiltra a las capas más profundas de suelo (ver funcionamiento tanque 2 en Apartado 4.3).

Los resultados de la transpiración T escalada por la evapotranspiración potencia ETP (T/ETP) y la evapotranspiración real ET escalada por la misma variable (ET/ETP) se muestran en la Figura 6.5c. En ella se observa que el comportamiento de la T/ETP en la fase de crecimiento de la vegetación (entre los años 1 a 7 aproximadamente) está regido por el desarrollo de biomasa foliar relativa R más que por la disponibilidad de agua en el suelo H . A medida que R se estabiliza es la humedad en el suelo quien condiciona el comportamiento de la T/ETP . Este comportamiento ocurre para los tres escenarios en análisis, tanto en el cambio del escenario seco al húmedo, como en la recuperación de biomasa luego de un período de pérdida de esta. En la evapotranspiración actual, se puede observar la acción de sus tres componentes (evaporación del agua interceptada E_I , transpiración T y evaporación de agua en suelo desnudo E_S) que hacen que ET/ETP sea igual a 1 gran parte del tiempo de simulación, siguiendo una dinámica similar a la de la humedad en el suelo. Dicha similitud, muestra de un lado la dependencia de la ET con la disponibilidad de agua en el suelo y de otro lado, el poco peso de la evaporación del agua interceptada dentro de la ET . En el escenario de sequía (entre los años 15 y 21) hay una disminución de la humedad del suelo provocando una disminución en la biomasa foliar relativa y ésta a su vez en la transpiración. Sin

embargo, la evapotranspiración real mantiene una dinámica similar al período entre 1 y 14 años, pero solo alcanzando el máximo algunos días del año. Se observa además que el valor más alto de transpiración se alcanza cuando la evaporación es menor. En el escenario húmedo, esto es del año 22 en adelante, hay un aumento en la transpiración y la evapotranspiración real alcanza más veces el máximo, lo cual se da cuando hay pérdida de hoja en los períodos de escasez de agua y aun hay agua en el suelo para evaporar.

La evolución temporal del estrés hídrico ζ y de la biomasa foliar relativa R se muestran en la Figura 6.5d. En ella se aprecia que, independiente del escenario y como era de esperar, estas dos variables presentan un comportamiento inverso, es decir, a medida que aumenta el estrés hídrico la biomasa foliar relativa disminuye paulatinamente y viceversa. En esta misma figura se puede observar también que la vegetación se estabiliza en diferentes valores medios de biomasa foliar relativa, dependiendo de si es mayor o menor el suministro de agua para la transpiración y, por consiguiente, su crecimiento. En los escenarios medios y húmedos el estrés hídrico presenta días con valores máximos de estrés y días sin estrés (valores iguales a cero), en donde en el escenario húmedo la cantidad de días sin estrés es mayor, coincidiendo con los períodos de máximos valores de H/H_U . Con lo cual, la biomasa foliar presenta un aumento en este último escenario alcanzando un valor medio o representativo de 0.9. De forma inversa en el escenario de sequía el estrés presentó los valores mínimos superiores a 0.8, patrón que se repite para la transpiración (T/ET) con máximos no superiores a 0.15, y con el menor valor de biomasa foliar relativa (en el orden de 0.5).

Es importante señalar que existe un comportamiento similar en todas estas variables, presentando periodos de transición al cambiar de un escenario a otro. En este caso en particular, la transición de un escenario húmedo a otro seco (año 15) es menos abrupta (duración 48 meses aproximadamente) que cuando se cambia de un escenario seco a otro más húmedo (año 22), con una duración de 36 meses aproximadamente.

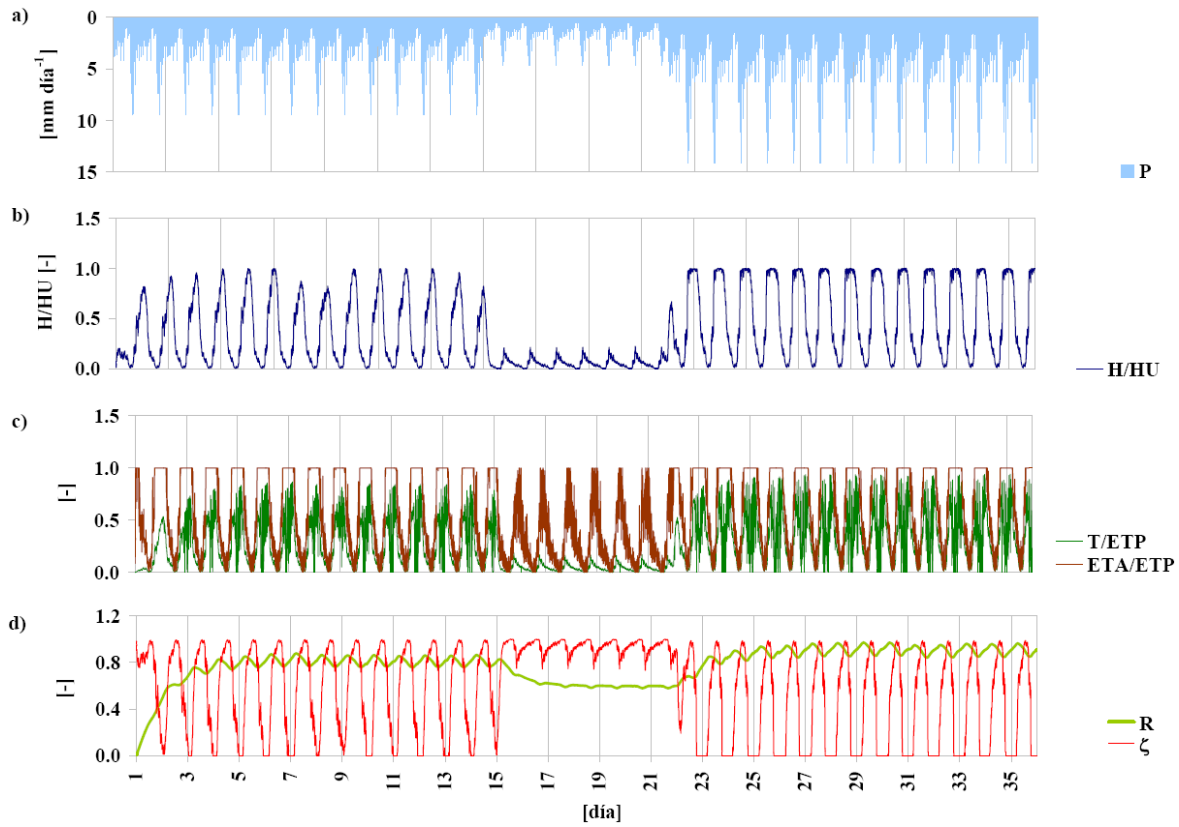


Figura 6.5. Comportamiento global del modelo HORAS con la serie temporal de precipitación controlada.

6.4. Modelo HORAS modificado: Influencia de la orientación de ladera

Bajo el caso de estudio inicial y teniendo en cuenta la serie original de precipitación, se introdujo la orientación de ladera con el fin de observar posibles cambios en la biomasa foliar relativa. El análisis estadístico mediante el test no paramétrico Kruskal-Wallis (Kruskal y Wallis 1952) muestra que existen diferencias significativas en la cantidad de biomasa foliar relativa R simulada con el modelo entre estas dos laderas ($H=18364.72$, $gl=1$, $p\text{-value}<2.2*10^{-16}$), utilizando la serie de tiempo de precipitación original.

En la Figura 6.6 se observa en forma porcentual respecto a una celda horizontal, las variaciones en la biomasa foliar relativa para las dos orientaciones de ladera estudiadas, norte y sur haciendo de la serie de precipitación original. Se observa que en general, la biomasa producida en una celda con orientación norte es mayor que aquella producida en una ladera sur, y en algunos casos mayor que una celda horizontal. Al parecer ambas orientaciones presentan un comportamiento cíclico. Sin embargo la ladera sur presenta un comportamiento más regular y uniforme, mientras que la celda norte el comportamiento es más errático, el cual se acentúa entre 1987 y 1997, estando entre el año 1996 y 1997 con valores mínimos por debajo de los simulados para la celda sur.

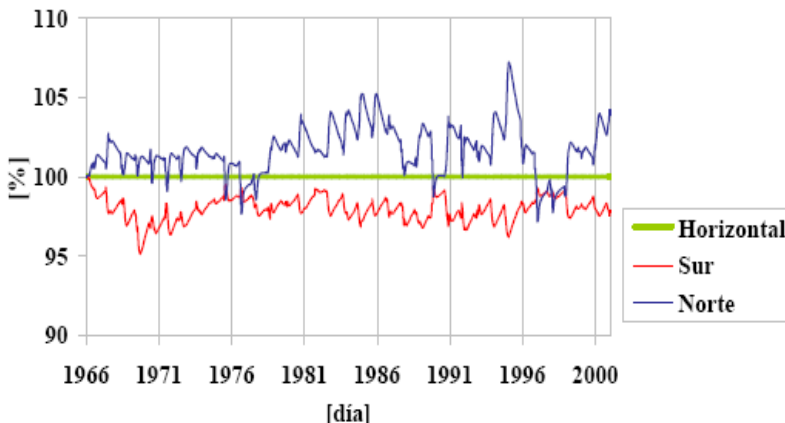


Figura 6.6. Porcentaje de biomasa foliar relativa R de las laderas norte y sur respecto de la horizontal.

Para analizar el comportamiento de la biomasa foliar en ambas orientaciones de ladera y bajo distintos escenarios hidrológicos, se utilizó la serie de precipitación controlada, introduciendo el cambio de orientación de ladera en el modelo. En la Figura 6.7, se muestra la biomasa foliar relativa en las laderas norte y sur, expresadas como porcentaje de la biomasa foliar relativa en una celda horizontal simulada bajo el mismo régimen de precipitación controlada. En los primeros 14 años, donde el ciclo de precipitación corresponde a un escenario medio, se observa que la biomasa foliar relativa en la ladera norte es mayor que en la ladera sur. En los siguientes 7 años, correspondiente a un escenario seco, tanto la biomasa foliar relativa en la ladera norte como la sur, se acercan considerablemente a la producida en una celda horizontal. En los 14 años siguientes, correspondiente a un escenario húmedo, la biomasa foliar relativa en la ladera norte es menor que la producida en la ladera sur, mientras que la biomasa foliar de la ladera sur se acerca considerablemente a la producida en una celda horizontal. Este aumento de la biomasa en la ladera sur durante el período más húmedo puede ser debido a la mayor incidencia de la radiación solar y las mejores condiciones de humedad en el suelo favorecen el desarrollo de la vegetación.

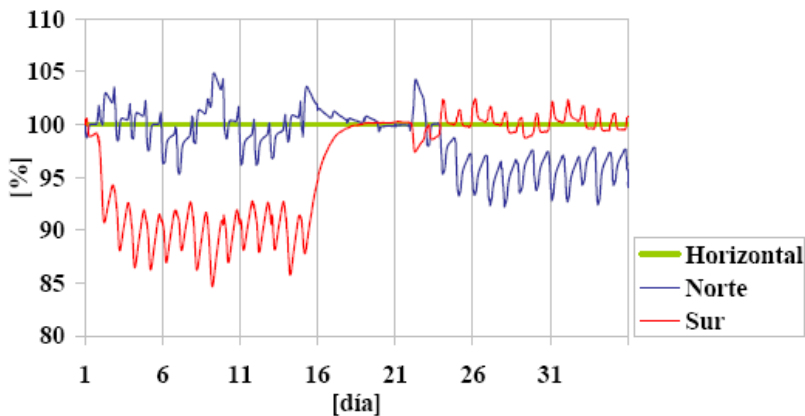


Figura 6.7. Porcentaje de biomasa foliar relativa R de las laderas norte y sur respecto de la horizontal haciendo uso de la serie temporal de precipitación controlada.

En el caso de estudio expuesto en el Capítulo 5, donde se hace uso de la serie temporal de precipitación original, además de la necesidad de ver el comportamiento del modelo HORAS para cada orientación de ladera (Figura 6.6), a modo de evaluación se empleó de nuevo la técnica de remuestreo *Bootstrap* sobre el *NDVI* obtenido para cada orientación de ladera, y evaluar posteriormente el coeficiente de

correlación de Pearson entre el *NDVI* y el *R* para cada orientación de ladera.

Tal como se describió en el Apartado 5.6, la técnica de remuestreo *Bootstrap* se utilizó generar una nueva población muestral de 1000 individuos, en este caso 1000 valores de *NDVI* para cada fecha y orientación de ladera. En la Figura 6.8 izquierda, se observa el diagrama de dispersión *NDVI* vs. *R* para la ladera norte, obteniendo un coeficiente de correlación Pearson de 0.71; el rango de variación para el *NDVI* para OL norte es [0.16-0.67] presentando la mayor frecuencia la clase 0.38.

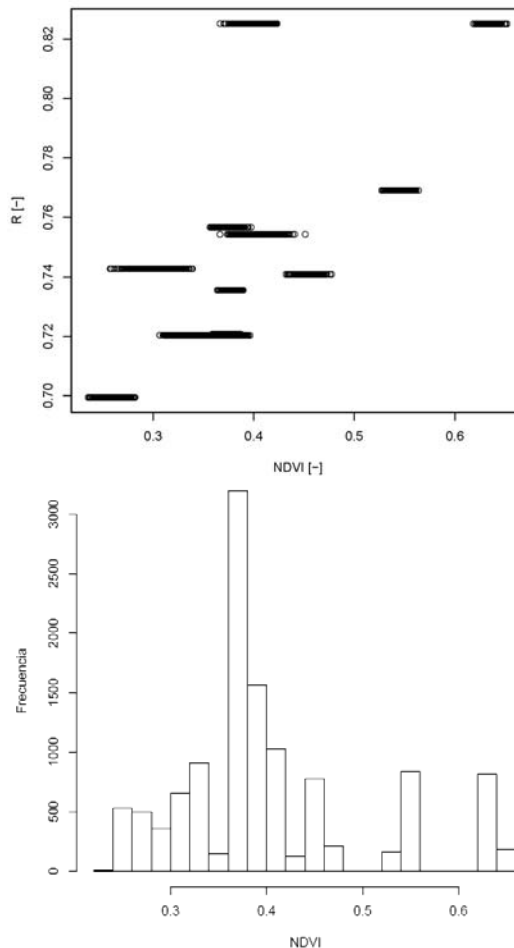


Figura 6.8. Arr.: Diagrama de dispersión biomasa foliar relativa. *R* vs. *NDVI* para una celda con orientación de ladera norte. Abj.: Histograma de frecuencia para el *NDVI* celda con orientación de ladera norte.

De manera similar se procedió para la ladera sur, obteniendo un coeficiente de correlación Pearson de 0.81, con un rango de variación para el *NDVI* de [0.06-0.65], presentando la mayor frecuencia entre las clases 0.38 a 0.42.

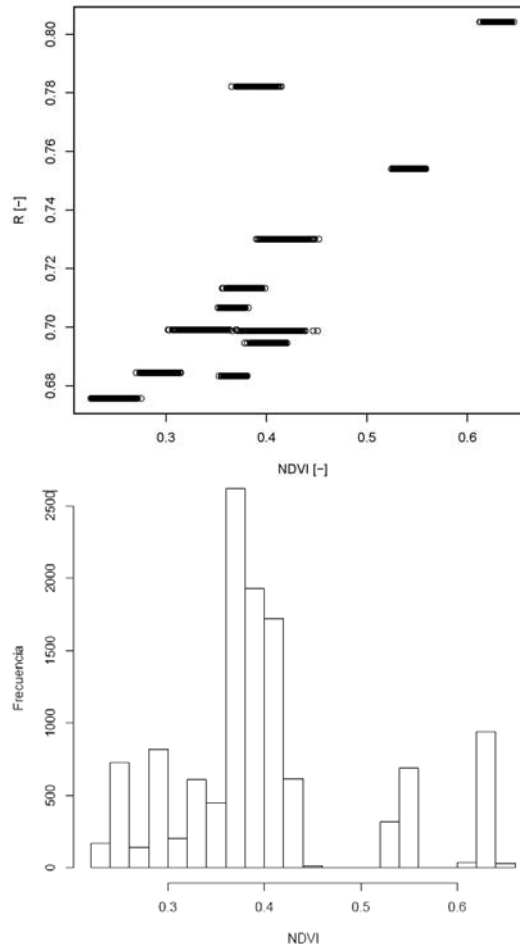


Figura 6.9. Arr.: Diagrama de dispersión biomasa foliar relativa. *R* vs. *NDVI* para una celda con orientación de ladera sur. Abj.: Histograma de frecuencia para el *NDVI* celda con orientación de ladera sur.

En ambos diagramas de dispersión (Figura 6.8 y Figura 6.9) se puede observar una alta correlación entre los valores promedio de *NDVI* para las laderas Norte y Sur y los valores promedio de *R* para las correspondientes laderas simulados con la serie original de precipitación. De este resultado se pueden hacer dos lecturas interesantes, una que la variable de estado *R* está reproduciendo con satisfacción el comportamiento de la vegetación para las dos orientaciones de ladera elegidas, y dos, que el uso de imágenes

satelitales (cada vez de mayor resolución espacial y espectral) favorece tanto el proceso de calibración como el de validación (nuestro caso) ante escasez de información sobre biomasa foliar.

Capitulo 7
DISCUSIÓN

Como primer aspecto a resaltar del modelo HORAS es la escala de trabajo tanto espacial como temporal.

Dentro de la escala espacial, debemos interiorizar los conceptos de resolución o tamaño de grano (*grain* en inglés) y extensión o área de estudio (*extend* en inglés). Respecto a la extensión, hemos considerado que HORAS tendrá una capacidad de simulación a escala de cuenca ya que desde el punto de vista hidrológico ésta es la unidad de trabajo por excelencia. De otro lado, la resolución es del orden de decenas de metros, ya que esta permite la captura de los procesos fisiológicos de la vegetación que inciden directamente en los almacenamientos y flujos que ocurren dentro del ciclo hidrológico, tales como la transpiración, la dinámica de la humedad en el suelo.

Al momento de definir la resolución, éste debe ir en concordancia con los objetivos del modelo. Si la resolución es baja (tamaño de celda más grande) se incluirán más elementos dentro de la celda, dificultando su parametrización y perdiendo heterogeneidad; por el contrario, si esta es alta la parcela será más homogénea, existirán menos elementos y éstos se parecerán más entre si. En este sentido el uso de grupos funcionales de vegetación puede simplificar el proceso de modelación, apuntando a la priorización de las características de la vegetación dominante para simular los procesos del resto de especies de la comunidad.

Es evidente la relación existente entre el suelo, la vegetación y la atmósfera, pero la cuestión es ¿a qué escala son evidentes dichas relaciones? Por ejemplo, si la resolución espacial es muy fina, dichas relaciones suelo-vegetación-atmósfera no son tan evidentes y desde el punto de vista de la vegetación priman los efectos de competencia entre especies y los procesos biológicos. En tanto que a escala regional las relaciones suelo-vegetación-atmósfera son muy fuertes, observándose que la vegetación ejerce influencia sobre el clima a la vez que ésta es controlada por factores topográficos y edáficos.

Así, el modelo HORAS permite un balance entre los requerimientos de parámetros a nivel de celda ya que hace uso de los grupos funcionales de vegetación, y facilita la modelación de las relaciones suelo-vegetación-atmósfera a escala regional en tanto que simula la dependencia de cada elemento con los otros.

En cuanto a la escala temporal, HORAS utiliza la escala diaria, siendo adecuada para capturar la dinámica de la vegetación y su

relación a nivel hidrológico con el suelo y la atmósfera (Daly *et al.* 2004b). Una escala menor permitiría el estudio de la vegetación a escala diurna, que sin duda constituye gran interés para el análisis del comportamiento fisiológico en detalle, por ejemplo el control estomático y su relación con la transpiración, pero se ha demostrado que la relación entre la tasa de asimilación neta (y por ende biomasa) y la transpiración a escala diurna es similar a la presentada a escala diaria (Daly *et al.* 2004a), por lo que el uso del día como medida básica de simulación en HORAS es adecuada para los objetivos del modelo. Desde el punto de vista hidrológico el uso de una resolución temporal menor al día (media hora o una hora) está orientado principalmente a la modelación de eventos de crecidas, ya que resoluciones mayores no representarían adecuadamente el caudal punta o la forma del hidrograma de salida producto de una avenida.

Finalmente, lo que se pretende lograr es establecer un punto de equilibrio de tal modo que se seleccione escalas (espacial y temporal) adecuadas con los requerimientos deseados en cuanto al tiempo de ejecución y operación del modelo, cantidad y calidad de la información de entrada y de salida, y objetivos perseguidos, teniendo en cuenta que en la mayoría de las situaciones la información es la condicionante para la selección de la escala.

Se debe rescatar el hecho de que en HORAS existe congruencia tanto en las escalas temporales como espaciales utilizadas para simular los procesos hidrológicos y de la vegetación, existiendo sincronización en ambos, problema que ha sido registrado en otros modelos de vegetación acoplados a *Land Surface Models (LSM)* donde el tratamiento para el agua superficial y los flujos energéticos se hacen de forma independiente tanto para el *Dynamic Vegetation Model (DVM)* como para el *LSM* (Foley *et al.* 1998). Montaldo *et al.* (2005) acopla un *LSM* a cinco versiones de modelos dinámicos de vegetación para determinar cual es la mejor versión de éstos respecto del número de parámetros utilizados y que simule adecuadamente los procesos hidrológicos. Este estudio llega a la conclusión de que el mejor modelo *DVM* contenía 13 parámetros y sólo modelaba la biomasa "verde", despreciando los efectos de la biomasa radicular y la biomasa muerta que permanece en la planta (es decir, aquella que no es hojarasca o *litterfall*). Aunque HORAS es un modelo conceptual y no físicamente basado como el utilizado por Montaldo (2005) ambos consideran pocos parámetros y modelan adecuadamente los procesos hidrológicos donde se ve involucrada la vegetación considerando solamente la biomasa "verde".

La expresión utilizada para la variable de estado biomasa foliar relativa (Ecuación (4.14)), hace uso del concepto Uso Eficiente del Agua, que relaciona la transpiración con las tasas de crecimiento. Aunque a inicios del siglo XX esta aproximación era objeto de debate (Dachnowski 1914), según se avanzó en la investigación se ha demostrado que es una forma adecuada de predecir la formación de biomasa (Daly *et al.* 2004b; Rosenzweig 1968). El uso de esta relación no solo favorece la conceptualización del modelo como una estructura de capas verticales con funcionamiento de tanques, ya que la curva de extracción de la evapotranspiración real se ha definido de forma lineal en función de un umbral, sino su seguimiento y parametrización. Los tanques empleados en el modelo funcionan según la ecuación:

$$f=ag \quad (7.1)$$

Esta expresión lineal, si bien no reproduce fielmente la realidad, es una buena aproximación de los procesos hidrológicos que representan almacenamientos. Sin embargo, al introducir la variable de estado biomasa foliar relativa, esta linealidad se pierde, ya que el modelo de vegetación tiene forma potencial, regida por el exponente c que influye tanto en la ganancia como en la pérdida de biomasa (ver Ecuación (4.14)), además de influir en ambos almacenamientos, intercepción y humedad en el suelo.

Esta conceptualización permitirá la modelación hidrológica en pequeños elementos con transferencias de flujo tanto en la horizontal como en la vertical; además de incluir la variabilidad espacial de la precipitación, dará la posibilidad intrínseca de mejorar la estimación de la precipitación efectiva y su distribución espacial, así como la variabilidad espacio-temporal de la humedad en el suelo.

El primer tanque, que representa el agua interceptada por la vegetación, no considera el proceso fisiológico de absorción de agua a través de las hojas, esta cantidad de agua tiende a ser muy pequeña respecto de la interceptada. En general esta cantidad tiende a despreciarse, aunque recientemente Breshears *et al.* (2008) afirman, luego de un experimento hecho en campo, que la absorción foliar se da con frecuencia en ambientes áridos, donde los eventos de lluvia son cortos y la vegetación está sometida a gran estrés hídrico. En el caso hipotético de incluir dicho proceso en HORAS, implicaría la inclusión de nuevos parámetros además de su calibración ante la escasez de información de este proceso.

Otra simplificación de este tanque es en relación con el fenómeno de la evaporación del agua interceptada mientras no ha finalizado el evento de precipitación. En la modelación hidrológica esta singularidad tiende a obviarse y se considera que el agua se almacena en las hojas y el proceso de evaporación se da al final de la lluvia, esto además tiene sentido ya que la escala temporal del modelo es diaria, y no se tiene en cuenta las características del evento de precipitación, es decir, duración e intensidad. Podría decirse que este tanque es reemplazable por un porcentaje de la precipitación como hacen numerosos modelos (Farmer et al. 2003; Laio *et al.* 2001) pero esto no permitiría simular la dinámica de la interceptación diaria, de la evaporación de dicha agua interceptada y su dependencia con la biomasa foliar real; de ahí la importancia que cobra la conceptualización adoptada para este proceso en HORAS, permitiendo cuantificar el agua interceptada en un área determinada y, valorar la cantidad de agua que discurre hacia el suelo una vez la vegetación está saturada.

En la literatura se menciona que las pérdidas por interceptación en zonas semiáridas y áridas, dependerán del tipo de especie y su distribución, ya que no intercepta la misma cantidad de agua un árbol o un arbusto. El modelo HORAS presenta rangos de interceptación entre 8 y 40% respecto de la precipitación. En cualquier caso, la mayoría de valores para el parámetro I_{mx} que aparecen en la literatura resultan de trabajos hechos en campo orientados a una especie determinada, por lo que asumir un valor para este parámetro supondrá algo de incertidumbre en los resultados.

El segundo tanque, que representa la humedad en el suelo en cuanto a su conceptualización, se rige por los conceptos tradicionales de capacidad de campo y punto de marchitez permanente, haciendo obviamente alusión a las características físicas y químicas del suelo. La importancia de este tanque radica no solo en la dinámica del almacenamiento, sino también en los flujos de salida por transpiración y evaporación desde el suelo. A este respecto la evapotranspiración potencial tiene gran importancia dentro del modelo HORAS ya que influye en el balance hídrico y en el energético. Por un lado supone la principal pérdida de agua del sistema y por otro da cuenta de la radiación que está recibiendo la celda en estudio y que beneficia a la vegetación en el proceso fotosintético.

La evapotranspiración potencial supone el umbral máximo de extracción de agua de los tanques, pero dada la conceptualización de la celda y sus capas verticales, dicha extracción debe seguir un orden

coherente: primero se extrae el agua interceptada por la vegetación; en segundo lugar aquella que es tomada por la vegetación la cual saldrá del tanque vía transpiración; y en tercer y último lugar, el agua almacenada en los primeros centímetros de suelo desnudo que sale a través de la evaporación. Esta simplificación facilita la conceptualización de este proceso dentro del modelo, pero se está dejando de lado varios aspectos, por ejemplo, que la evaporación del agua interceptada puede darse aun cuando continúa el evento de precipitación, dándose procesos sucesivos de evaporación e intercepción; aunque no se está modelando el agua retenida en depresiones, en la realidad es un elemento a tener en cuenta y la extracción de agua del segundo tanque por evaporación desde el suelo desnudo, puede ser un proceso simultáneo a la evaporación del agua interceptada de la transpiración. Siguiendo el orden de extracción propuesto, de alguna manera se tiene en cuenta el “oportunismo” de la vegetación en el uso del agua en ambientes restrictivos.

Siguiendo con el orden de extracción, el proceso de transpiración se modela como una “gran hoja”, que varía en el tiempo, y que depende de la evapotranspiración potencial residual, es decir, la evapotranspiración potencial menos la evaporación del agua interceptada, de la humedad en el suelo y de la cantidad de biomasa foliar, lo cual se ve reflejado en la expresión construida para este proceso (ver Ecuación (4.9)).

La inclusión del valor óptimo de humedad en el suelo, por encima del cual la vegetación transpira a la tasa potencial, le da un sentido físico y fisiológico a la expresión de la transpiración, ya que nos permite evaluar los períodos de tiempo en que ésta (la vegetación) está en actividad y haciendo uso de la expresión del Uso Eficiente del Agua para evaluar la biomasa foliar real. La expresión para la transpiración garantiza que no se excederán los límites permitidos por la evapotranspiración potencial o por el agua disponible en el suelo, de un modo tal que la conservación de masa se cumple en todo el balance hídrico de la celda. Otro punto de interés y relevante en la expresión para la transpiración es su dependencia con la biomasa foliar del período anterior, ya que además de tener la restricción del valor óptimo de humedad en el suelo, la biomasa permite obligar al modelo a valorar dicha transpiración en función de la cantidad de biomasa foliar presente.

Es importante tener en cuenta que para la determinación de la transpiración, así como del estrés hídrico, el valor óptimo de humedad en el suelo es clave, ya que es un parámetro que combina las condiciones de humedad en el suelo con la fisiología de la planta. En

este sentido, cabría esperar que la investigación a este respecto fuera más exhaustiva, ya que al igual que para la humedad en capacidad de campo y para el punto de marchitez permanente, estos valores a menudo acuden a los utilizados en cultivos, lo cuales son notoriamente diferentes para vegetación en régimen natural. En HORAS se utilizaron valores de humedad correspondientes a vegetación xerofítica.

La expresión utilizada para la determinación de la evaporación desde suelo desnudo, involucra la profundidad de la capa de suelo activa en este proceso. Para el caso de estudio se asumió que esta profundidad sería de 5 cm al ser suelos superficiales. Esta profundidad ha sido ampliamente documentada, diciendo algunos autores que es del orden de centímetros (Wythers *et al.* 1999; Kondo *et al.* 1992; Kondo y Yamazaki 1990; Idso *et al.* 1975).

La expresión (4.11) conceptualiza la transferencia entre la capa superficial del suelo de profundidad z_{ss} y la de suelo más profundo de longitud z_e , a través de la relación $z_{ss}/z_e * H$, donde siempre una fracción del tanque que contiene la humedad en el suelo será utilizada por el suelo superficial para la evaporación desde las zonas desprovistas de vegetación. Además, se asume que tanto en la zona vegetada como en la zona desnuda tiene el mismo tipo de suelo y se modela con iguales capacidades hidráulicas pero con diferentes espesores, esto se debe a que la capacidad de retención de agua en suelo desnudo es menor que en suelo vegetado, pero se tratan como suelos de iguales características ya que podemos asumir que pertenecen a la misma unidad funcional. Desde el punto de vista ecológico, la zona vegetada explota la zona desnuda, aprovechando sus recursos hídricos, nutrientes, sedimentos, etc. (Alcaraz-Segura *et al.* 2004).

Es interesante modelar la transpiración y evaporación desde suelo desnudo como dos componentes de la evapotranspiración real, independientes entre sí, ya que permite cuantificar la pérdida de agua del sistema debido a esta última componente y, en la eventual inclusión de HORAS en un modelo hidrológico, poder conocer la pérdida de agua de los cauces por el aumento de las superficies desnudas ya que la conceptualización de evaporación desde suelo desnudo depende de la fracción de celda no cubierta por vegetación. Esto tiene efectos sobre el estudio de pérdida de cobertura vegetal en las cuencas, estudios sobre el cambio climático, erosión, degradación del suelo por pérdida de fertilidad natural, etc.

HORAS es capaz de considerar la influencia de la orientación de la ladera en la evapotranspiración potencial a través del Factor de Radiación. La implementación de este factor pone en evidencia la diferencia de cantidad de biomasa foliar entre una ladera sur y una norte, hecho que es soportado por diversos estudios realizados (Pierce *et al.* 2005; Marceau y Hay 1999; Davis y Goetz 1990). El Factor de Radiación ha sido calculado a escala mensual por lo que la variación diaria no se contempla, línea que puede ser abordada en una posterior modificación del modelo HORAS. A escala espacial, dicho factor tiene la misma que el modelo HORAS, por lo que su implementación a escala de cuenca es factible, permitiendo capturar la influencia de la topografía y la radiación solar en los patrones de la vegetación y la dinámica de la humedad en el suelo.

El modelo HORAS ha sido un intento por generar un modelo de vegetación dinámico acoplable a modelos hidrológicos distribuidos de simulación continua, de tal forma que permita el refinamiento en cuanto a la cuantificación de los procesos que ocurren al interior del ciclo hidrológico y su nexa con los ecosistemas terrestres, en este caso manifestados por la vegetación. En este intento puede decirse que el modelo ayuda también a valorar los cambios del uso del suelo, determinar eficiencias del riego, determinar qué grupo funcional de vegetación, representado por una especie dominante, puede o no habitar en determinado ámbito, entre otros. Tal vez han hecho falta más comprobaciones en cuanto grupos funcionales se refiere, pero en el ámbito de la modelación propiamente dicha, se puede decir que el modelo captura la dinámica de la vegetación en zonas con recursos hídricos restringidos.

Siguiendo esta línea, se han realizado varios intentos para acoplar *Land Surface Models (LSM)* con *Dynamic Vegetation Models (VDM)* (Montaldo *et al.* 2005; Cayrol *et al.* 2000; Arora 2003; Cayrol *et al.* 2000; Wigmosta *et al.* 1994; Band *et al.* 1993). Muchos de estos modelos ecológicos requieren gran cantidad de información lo que es a menudo poco disponible en aplicaciones hidrológicas, principalmente en el cálculo de la fotosíntesis a través de aproximaciones bioquímicas y versiones complejas de la asimilación de carbono. Otros han logrado un buen acoplamiento a pesar del requerimiento de datos. El modelo HORAS es una propuesta a la modelación parsimoniosa y conceptual del desarrollo de biomasa foliar con sus posteriores consecuencias en evapotranspiración y agua excedente, lo que lo convierte en un módulo versátil, de bajo costo computacional y de información y de fácil acoplamiento a un modelo hidrológico distribuido. Aunque este modelo

no ha tenido como meta última la modelación del cambio climático, es de acotar que su utilización puede ser encaminada en la evaluación del comportamiento de la cobertura vegetal frente a diferentes escenarios climáticos. HORAS, según ha sido pensado, podría encajar en la categoría de *Dynamic Global Vegetation models* ya que modela la dinámica de la vegetación a escala regional, agregando las especies en Grupos Funcionales de Vegetación (Hickler *et al.* 2004).

Capitulo 8

COMENTARIOS FINALES

El presente capítulo tiene por objetivo plantear las conclusiones generales sobre el funcionamiento y estructura del modelo HORAS, y definir la líneas de investigación que quedan abiertas.

8.1. Conclusiones

El objetivo principal de esta tesis doctoral fue representar la dinámica suelo-vegetación-atmósfera en zonas áridas y semiáridas mediante un modelo conceptual, llamado HORAS. En donde la principal hipótesis es que la biomasa foliar puede ser una variable de estado en lugar de un parámetro estático en el tiempo. Sin embargo, dicha conceptualización solo puede ser alcanzada a través de una reproducción apropiada de la interacción bidireccional entre la humedad en el suelo, la vegetación y la atmósfera.

La conceptualización dinámica suelo-vegetación-atmósfera propuesta, resulta en un modelo parsimonioso, el cual puede ser fácilmente acoplado con otros modelos hidrológicos o *Land Surface Models LSM*, a bajo costo computacional. Esto ha sido probado en la etapa de validación, donde HORAS reproduce de forma adecuada el desarrollo de biomasa foliar en una zona mediterránea, utilizando el estrés hídrico como un indicador de las condiciones de supervivencia de la vegetación, y la transpiración como un indicador de crecimiento. De este trabajo se puede concluir que ambas variables determinan la estación de crecimiento, la dinámica de absorción de agua, y pueden ayudar a entender las estrategias de adaptación de la vegetación en casos de escasez de agua.

La escala espacial propuesta para HORAS captura adecuadamente los procesos fisiológicos e hidrológicos de interés, sin ser tan pequeña que requiera el conocimiento de cada uno de los individuos presentes, ni siendo tan grande que no permita resaltar la heterogeneidad del terreno, favoreciendo el uso de los grupos funcionales de vegetación para representar la vegetación contenida en la celda si perder diversidad. En cuanto a la escala temporal propuesta, el día es adecuado para capturar la dinámica de la vegetación y su relación con el suelo y la atmósfera desde el punto de vista hidrológico.

Haciendo uso de ambas escalas propuestas, espacial y temporal, se llega a un punto de equilibrio en el modelo tal que permite un

adecuado tiempo de ejecución, seguido del bajo requerimiento de parámetros e información de entrada.

En HORAS, al modelar de forma conjunta los procesos hidrológicos relacionados con la vegetación y su desarrollo, no tiene problemas de sincronicidad ni de escalas al intentar acoplar modelos de vegetación con *Land Surface Models*.

El empleo del concepto Uso Eficiente del Agua para estimar la biomasa foliar relativa, es una aproximación que permite no solo la estructuración del modelo a base de tanques con posibilidad de transferencia de flujos tanto en la horizontal como en la vertical, sino bajos requerimientos de información y parámetros y su fácil seguimiento.

La simulación de la biomasa foliar como una variable de estado con propiedades tanto en el tiempo como en el espacio, permite que el modelo capture con mayor realismo los procesos que involucran la vegetación, por ejemplo, la intercepción, el cálculo de la precipitación efectiva, la dinámica de la humedad en el suelo gracias a la absorción de agua por la planta, la transpiración, dándoles el atributo no solo de la variación en el tiempo sino también en el espacio.

En la conceptualización del modelo HORAS, la evapotranspiración potencial juega un papel de alta relevancia, ya que tiene un rol fundamental en los balances hídrico y energético, constituyéndose en un umbral de referencia para los procesos de evaporación y transpiración. En este punto, cabe mencionar que la inclusión del efecto de la orientación de la ladera vía el Factor de Radiación, permite re-determinar la evapotranspiración potencial en función de la ladera, lo cual en zonas áridas y semiáridas, donde la evapotranspiración excede con creces la precipitación, el factor sombra constituye un ambiente preferido por la vegetación para habitar y desarrollarse paliando las condiciones climáticas adversas y creando una clara diferenciación de la biomasa foliar según la orientación. Esta clara diferenciación se apreció en la simulación realizada con HORAS, donde la diferencia entre la biomasa foliar en la ladera norte, respecto de la sur fue significativa según el Test de Kruskal-Wallis (ver Apartado 6.4).

A modo general, HORAS es un modelo conceptual de vegetación dinámico que permite estimar además del desarrollo de la biomasa foliar, los diferentes procesos hidrológicos que involucran la vegetación, bajo una escala espacial de decenas de metros y una temporal diaria, lo

que le permite simular adecuadamente los procesos fisiológicos de la vegetación sin perder de vista la hidrología.

Finalmente, se espera que HORAS se constituya en una herramienta de planificación de usos del suelo, diseño de estrategias de reforestación y/o recuperación de zonas sometidas a algún tipo de perturbación, así como una herramienta de evaluación del cambio en la cobertura vegetal debido a cambios en las condiciones climáticas.

8.2. Líneas futuras

El trabajo futuro que se desprende de este trabajo de investigación, se clasifica claramente en dos categorías: modelación y aplicación.

Del lado de la modelación, es indiscutible la necesidad de acoplar el modelo HORAS a un modelo hidrológico distribuido, donde entrará a jugar la transferencia bidimensional del flujo, la distribución espacial de la vegetación y por consiguiente de la humedad en el suelo.

En esta misma línea, la modelación seguirá basada en el uso de grupos funcionales de vegetación, siendo necesaria una parametrización de acuerdo a cada grupo y apoyándose en las imágenes satelitales para su calibración y validación ante la ausencia de información tomada en campo. Esta línea de trabajo es interesante en tanto que la mayoría de cuencas no cuentan con registros de variables relacionadas con la vegetación.

Del lado de las aplicaciones, el modelo acoplado será clave en la gestión y planificación de cuencas, programas de reforestación, la evaluación más precisa del uso consuntivo de las diferentes especies utilizadas en dichos programas de reforestación y en la comparación del comportamiento de este modelo acoplado a un modelo hidrológico con otros modelos con funciones y objetivos similares.

Queda también abierta la posibilidad de modelar los ecotonos o transiciones entre grupos funcionales, así como los procesos de sucesión. En esta línea sería interesante poder simular perturbaciones tipo incendios, inundaciones, etc. que permitan evaluar en el tiempo y en el espacio las tasas de recuperación de la vegetación, aunque este

último se trató indirectamente en HORAS en el período de calibración obteniendo resultados satisfactorios.

Finalmente, sería interesante evaluar las bondades del modelo y la respuesta de la vegetación ante los diferentes escenarios climáticos contemplados dentro del *Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC*.

Capitulo 9

REFERENCIAS

BIBLIOGRÁFICAS

- Abrahart, R.J. et al., 1996. MEDRUSH - Spatial and temporal river-basin modelling at scales commensurate with global environmental change. In *Vienna Conference. HydroGIS 96: Application of Geographical Information Systems in Hydrology and Water Resources Management*. Vienna, Austria: IAHS Publication, pp. 47-54.
- Abril, M. & Gracia, C.A., 1989. Crecimiento de los rebrotes de *Pistacia lentiscus* y *Quercus coccifera* después de un incendio. *Options Méditerranéennes, Série Séminaires*, 3, pp.101-106.
- Albertson, J.D. & Kiely, G., 2001. On the structure of soil moisture time series in the context of land surface models. *Journal of Hydrology*, 243(1-2), pp.101-119.
- Alcaraz-Segura, D. et al., 2004. Tipos funcionales de ecosistemas de la Península Ibérica. Implicaciones para el cambio global y la conservación de la biodiversidad. *Ecosistemas*, 13(2), pp.76-81.
- Alvenäs, G. & Jansson, P., 1997. Model for evaporation, moisture and temperature of bare soil: calibration and sensitivity analysis. *Agricultural and Forest Meteorology*, 88(1-4), pp.47-56.
- Allen, R.G. et al., 1998. Crop evapotranspiration guidelines for computing crop water requirements: guidelines for computing crop water requirements, Rome: Food & Agriculture Organization of the UN (FAO).
- Arnold, J.G. & Fohrer, N., 2005. SWAT2000: current capabilities and research opportunities in applied watershed modelling. *Hydrological Processes*, 19(3), pp.563-572.
- Arnold, J.G. et al., 1998. Large area hydrologic modeling and assessment part I: Model development. *Journal of the American Water Resources Association*, 34(1), pp.73-89.
- Arora, V., 2002. Modeling vegetation as a dynamic component in soil-vegetation-atmosphere transfer schemes and hydrological models. *Reviews of Geophysics*, 40(2), p.1006.
- Arora, V.K., 2003. Simulating energy and carbon fluxes over winter wheat using coupled land surface and terrestrial ecosystem models. *Agricultural and Forest Meteorology*, 118(1-2), pp.21-47.
- Arora, V.K. & Boer, G.J., 2005. A parameterization of leaf phenology for the terrestrial ecosystem component of climate models. *Global Change Biology*, 11(1), pp.39-59.
- Aydin, M. et al., 2005. Test of a simple model for estimating evaporation from bare soils in different environments. *Ecological Modelling*, 182(1), pp.91-105.
- Bader, M., 2000. Productivity-biodiversity patterns - A study using multitemporal Landsat TM NDVI data for the Alice Springs region. Wageningen University.

- Band, L.E. et al., 1993. Forest ecosystem processes at the watershed scale: incorporating hillslope hydrology. *Agricultural and Forest Meteorology*, 63(1-2), pp.93-126.
- Bonan, G.B., 2002. *Ecological climatology*, Cambridge University Press.
- Breshears, D.D. et al., 2008. Foliar absorption of intercepted rainfall improves woody plant water status most during drought. *Ecology*, 89(1), pp.41-47.
- Brooks, R.H. & Corey, A.T., 1964. *Hydraulic properties of porous media*, Fort Collins, Colorado: Civil Engineering Department, Colorado State University.
- Brutsaert, W., 1982. *Evaporation into the atmosphere: theory, history, and applications* 1st ed., Netherlands: Springer.
- Burman, R.D. & Pochop, L.O., 1994. *Evaporation, evapotranspiration and climatic data*, Amsterdam: Elsevier.
- Calder, I.R., 1990. *Evaporation in the uplands*, Wiley.
- Campbell, G.S., 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science*, 117, pp.311-314.
- Cantón, Y., Solé-Benet, A. & Domingo, F., 2004. Temporal and spatial patterns of soil moisture in semiarid badlands of SE Spain. *Journal of Hydrology*, 285(1-4), pp.199-214.
- Cañellas, I. & San Miguel, A., 2000. Biomass of root and shoot systems of *Quercus coccifera* shrublands in Eastern Spain. *Annals of Forest Science*, 57, pp.803-810.
- Cao, M. & Woodward, F.I., 1998. Net Primary and Ecosystem Production and Carbon Stocks of Terrestrial Ecosystems and Their Responses to Climate Change. *Global Change Biology*, 4(2), pp.185-198.
- Carlson, T.N. & Ripley, D.A., 1997. On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index. *Remote Sensing of Environment*, 62(3), pp.241-252.
- Castro-Díez, P. & Montserrat-Martí, G., 1998. Phenological pattern of fifteen Mediterranean phanerophytes from shape *Quercus ilex* communities of NE-Spain. *Plant Ecology*, 139(1), pp.103-112.
- Cayrol, P., Chehbouni, A. et al., 2000. Grassland modeling and monitoring with SPOT-4 VEGETATION instrument during the 1997-1999 SALSA experiment. *Agricultural and Forest Meteorology*, 105(1-3), pp.91-115.
- Cayrol, P., Kergoat, L. et al., 2000. Calibrating a Coupled SVAT-Vegetation Growth Model with Remotely Sensed Reflectance and Surface Temperature—A Case Study for the HAPEX-Sahel Grassland Sites. *Journal of Applied Meteorology*, 39(12), pp.2452-2472.

-
- Clapp, R.B. & Hornberger, G.M., 1978. Empirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties. *Water Resources Research*, 14(4), pp.PAGES 601-604.
- Cordova, J.R. & Bras, R.L., 1981. Physically based probabilistic models of infiltration, soil moisture, and actual evapotranspiration. *Water Resources Research*, 17(1), pp.93-106.
- Coughenour, M.B., 1994. *Savanna - Landscape and Regional Ecosystem Model*, Fort Collins, Colorado: Natural Resource Ecology Laboratory, Colorado State University.
- Crawley, M.J. ed., 1997. *Plant ecology*, Wiley-Blackwell.
- Chertov, O. et al., 2006. The use of forest ecosystem model EFIMOD for research and practical implementation at forest stand, local and regional levels. *Ecological Modelling*, 194(1-3), pp.227-232.
- Chirici, G., Barbati, A. & Maselli, F., 2007. Modelling of Italian forest net primary productivity by the integration of remotely sensed and GIS data. *Forest Ecology and Management*, 246(2-3), pp.285-295.
- Chow, V.T. ed., 1964. *Handbook of applied hydrology*, New York: McGraw-Hill.
- Chow, V.T. et al., 1994. *Hidrología aplicada*, McGraw-Hill.
- Chuvieco, E., 2008. *Teledetección Ambiental: La observación de la Tierra desde el Espacio* 3rd ed., Barcelona, España: Ariel Ciencia. Available at: <http://www.agapea.com/libros/TELEDETECCION-AMBIENTAL-isbn-8434480778-i1490738.htm> [Accessed November 3, 2009].
- Dachnowski, A., 1914. Transpiration in Relation to Growth and to the Successional and Geographic Distribution of Plants. *The Ohio Naturalist*, 14(4), pp.241-251.
- Daly, E., Porporato, A. & Rodriguez-Iturbe, I., 2004a. Coupled Dynamics of Photosynthesis, Transpiration, and Soil Water Balance. Part I: Upscaling from Hourly to Daily Level. *Journal of Hydrometeorology*, 5(3), pp.546-558.
- Daly, E., Porporato, A. & Rodriguez-Iturbe, I., 2004b. Coupled Dynamics of Photosynthesis, Transpiration, and Soil Water Balance. Part II: Stochastic Analysis and Ecohydrological Significance. *Journal of Hydrometeorology*, 5(3), pp.559-566.
- Davis, F. & Goetz, S., 1990. Modeling vegetation pattern using digital terrain data. *Landscape Ecology*, 4(1), pp.69-80.
- Dawes, W. & Hatton, T., 1993. *TOPOG IRM. 1. Model description*, Canberra, Australia: CSIRO Division of Water Resources.
- Dawes, W.R. et al., 1997. Evaluation of a distributed parameter ecohydrological model (TOPOG IRM) on a small cropping rotation catchment. *Journal of Hydrology*, 191(1-4), pp.64-86.
-

- Delitti, W. et al., 2005. Effects of fire recurrence in *Quercus coccifera* L. shrublands of the Valencia Region (Spain): I. plant composition and productivity. *Plant Ecology*, 177(1), pp.57-70.
- Díaz, S. & Cabido, M., 1997. Plant functional types and ecosystem function in relation to global change. *Journal of Vegetation Science*, 8(4), pp.463-474.
- Diepen, C. et al., 1989. WOFOST: a simulation model of crop production. *Soil Use and Management*, 5(1), pp.16-24.
- Dingman, S.L., 1994. *Physical hydrology* 1st ed., California: Macmillan Pub. Co.
- D'Odorico, P. et al., 2000. Preferential states of seasonal soil moisture: The impact of climate fluctuations. *Water Resources Research*, 36, pp.2209-2219.
- Eagleson, P.S., 2002. *Ecohydrology: Darwinian expression of vegetation form and function*, Cambridge University Press.
- Eagleson, P.S. & Segarra, R.I., 1985. Water-Limited Equilibrium of Savanna Vegetation Systems. *Water Resources Research*, 21(10), pp.PAGES 1483-1493.
- Eamus, D. et al., 2006. *Ecohydrology*, CSIRO Publishing.
- Eltahir, E.A.B. & Bras, R.L., 1993. A Description of Rainfall Interception over Large Areas. *Journal of Climate*, 6(6), pp.1002-1008.
- Escandón C., J. et al., 1999. Evaluación de dos métodos para la estimación de biomasa arbórea a través de datos Landsat TM en Jusnajib La Laguna, Chiapas, México: estudio de caso, Distrito Federal, México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- ESSA Technologies Ltd., 2007. *Vegetation Dynamics Development Tool User Guide, Version 6.0*, Vancouver: ESSA Technologies Ltd. Available at: <http://www.essa.com/tools/vddt/> [Accessed September 13, 2010].
- Farmer, D., Sivapalan, M. & Jothityangkoon, C., 2003. Climate, soil, and vegetation controls upon the variability of water balance in temperate and semiarid landscapes: Downward approach to water balance analysis. *Water Resources Research*, 39, pp.1035-1056.
- Federer, C.A., 1979. A soil-plant-atmosphere model for transpiration and availability of soil water. *Water Resources Research*, 15(3), pp.PAGES 555-562.
- Federer, C.A., 2002. BROOK 90: A simulation model for evaporation, soil water, and stream flow. Available at: <http://home.maine.rr.com/stfederer/b90doc.html>.
- Foley, J.A. et al., 1998. Coupling dynamic models of climate and vegetation. *Global Change Biology*, 4(5), pp.561-579.
- Francés, F., Vélez, J.I. & Vélez, J.J., 2007. Split-parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 332(1-2),

pp.226-240.

- Gallardo-Cruz, J., Pérez-García, E. & Meave, J., 2009. β -Diversity and vegetation structure as influenced by slope aspect and altitude in a seasonally dry tropical landscape. *Landscape Ecology*, 24(4), pp.473-482.
- van Genuchten, M.T., 1980. A Closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), pp.892-898.
- Gitay, H. & Noble, I.R., 1997. What are functional types and how should we seek them? In T. M. Smith, H. H. Shugart, & F. I. Woodward, eds. *Plant functional types: their relevance to ecosystem properties and global*. International Geosphere-Biosphere Programme Book Series. Cambridge University Press, p. 383.
- Grace, J., 1997. Plant Water Relations. In *Plant Ecology*. United Kingdom: Blackwell Science Ltd, p. 717.
- Gracia, C.A. et al., 2004. GOTILWA+: un modelo de crecimiento forestal basado en procesos ecofisiológicos. *Cuadernos de la Sociedad Española de Ciencias Forestales*, 18, pp.21-28.
- Gracia, C.A., Sabaté, S. & Sánchez, A., 2003. GOTILWA+: An integrated model of forest growth. Available at: <http://www.creaf.uab.es/gotilwa%2B/Index.htm>.
- Gracia, C.A. et al., 1999. Gotilwa: An integrated model of water dynamics and forest growth. In *Ecology of Mediterranean Evergreen Oak Forests*. Ecological Studies. Springer-Verlag Berlin and Heidelberg GmbH & Co. K, pp. 163-179. Available at: <http://cat.inist.fr/?aModele=afficheN&cpsidt=10021367> [Accessed September 13, 2010].
- Guswa, A.J., Celia, M.A. & Rodriguez-Iturbe, I., 2004. Effect of vertical resolution on predictions of transpiration in water-limited ecosystems. *Advances in Water Resources*, 27(5), pp.467-480.
- Guymon, G.L., 1994. *Unsaturated zone hydrology*, Prentice Hall.
- Heisler-White, J., Knapp, A. & Kelly, E., 2008. Increasing precipitation event size increases aboveground net primary productivity in a semi-arid grassland. *Oecologia*, 158(1), pp.129-140.
- Hickler, T. et al., 2004. Using a generalized vegetation-model to simulate vegetation dynamics in Northeastern USA. *Ecology*, 85(2), pp.519-530.
- Hillel, D., 1998. *Environmental Soil Physics* 2nd ed., San Diego, California: Academic Press.
- Hillel, D., 1980. *Fundamentals of soil physics*, Academic Press.
- Hornberger, G.M. et al., 1998. *Elements of physical hydrology*, Baltimore: The Johns Hopkins University Press.

- Hsiao, T.C., 1973. Plant Responses to Water Stress. *Annual Review of Plant Physiology*, 24(1), pp.519-570.
- Idso, S.B. et al., 1975. The dependence of bare soil albedo on soil water content. *Journal of Applied Meteorology*, 14, pp.109-113.
- Isham, V. et al., 2005. Representation of Space-Time Variability of Soil Moisture. *Proceedings: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 461(2064), pp.4035-4055.
- Jansson, P. & Karlberg, L. eds., 2001. *Coupled heat and mass transfer model for soil-plant-atmosphere systems*, Stockholm: Royal Institute of Technology, Department of Civil and Environmental Engineering. Available at: <ftp://www.lwr.kth.se/CoupModel/CoupModel.pdf>.
- Kiniry, J.R. et al., 1992. *General, Process-Oriented Model for Two Competing Plant Species (A)*, Iowa State University, Department of Economics. Available at: <http://ideas.repec.org/p/isu/genres/483.html> [Accessed May 22, 2008].
- Komarov, A. et al., 2003. EFIMOD 2--a model of growth and cycling of elements in boreal forest ecosystems. *Ecological Modelling*, 170(2-3), pp.373-392.
- Kondo, J., Saigusa, N. & Sato, T., 1992. A model and experimental study of evaporation from bare-soil surfaces. *Journal of Applied Meteorology*, 31(3), pp.304-312.
- Kondo, J. & Yamazaki, T., 1990. A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method. *Journal of Applied Meteorology*, 29(5), pp.375-384.
- Kramer, P.J. & Boyer, J.S., 1995. *Water Relations of Plants and Soils*, Academic Press.
- Kroes, J.G. & van Dam, J.C., 2003. *Reference Manual SWAP version 3.0.3.*, Wageningen, The Netherlands: Alterra Research Institute.
- Kruskal, W.H. & Wallis, W.A., 1952. Use of Ranks in One-Criterion Variance Analysis. *Journal of the American Statistical Association*, 47(260), pp.583-621.
- Laio, F. et al., 2001. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress: II. Probabilistic soil moisture dynamics. *Advances in Water Resources*, 24(7), pp.707-723.
- Lambers, H., Chapin III, F.S. & Pons, T.L., 2008. *Plant physiological ecology* 2nd ed., New York: Springer.
- Larcher, W., 2003. *Physiological Plant Ecology: Ecophysiology and Stress Physiology of Functional Groups* 4th ed., Springer-Verlag Berlin and Heidelberg GmbH & Co. K.
- Lauenroth, W.K. & Bradford, J.B., 2006. Ecohydrology and the Partitioning AET Between Transpiration and Evaporation in a Semiarid Steppe. *Ecosystems*, 9(5), pp.756-767.

- Le Houèrou, H.N., 1981. Impact of man and his animals on Mediterranean vegetation. In *Ecosystems of the World 11: Mediterraneantype shrublands*. Amsterdam: Elsevier, pp. 479-521.
- Llorens, P., 2003. La evaluación y modelización del balance hidrológico a escala de cuenca. *Ecosistemas*, 12(1).
- Mackay, D.S. et al., 2003. Physiological tradeoffs in the parameterization of a model of canopy transpiration. *Advances in Water Resources*, 26(2), pp.179-194.
- Mackay, D.S. & Band, L.E., 1997. Forest ecosystem processes at the watershed scale: dynamic coupling of distributed hydrology and canopy growth. *Hydrological Processes*, 11(9), pp.1197-1217.
- Marceau, D.J. & Hay, G.J., 1999. Remote sensing contributions to the scale issue. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 25(4), pp.357-366.
- Montaldo, N. et al., 2005. Parsimonious modeling of vegetation dynamics for ecohydrologic studies of water-limited ecosystems. Available at: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2005.../2005WR004094.shtml> [Accessed June 17, 2009].
- Mooney, C.Z. & Duval, R., 1993. Bootstrapping : A Nonparametric Approach to Statistical Inference, Iowa: Sage Publications, Inc.
- Nash, J. & Sutcliffe, J., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I -- A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), pp.282-290.
- Neilson, R.P., 1995. A Model for Predicting Continental-Scale Vegetation Distribution and Water Balance. *Ecological Applications*, 5(2), p.362.
- Neitsch, S.L. et al., 2005. *Soil and Water Assessment Tool. Theoretical Documentation. Version 2005*, Grassland, Soil and Water Research Laboratory.
- Noilhan, J., 1996. The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*, 13, pp.145-159.
- Noilhan, J. & Planton, S., 1989. A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Monthly Weather Review*, 117, p.536.
- Nouvellon, Y. et al., 2000. Modelling of daily fluxes of water and carbon from shortgrass steppes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 100(2-3), pp.137-153.
- Noy-Meir, I., 1973. Desert ecosystems: Environment and producers. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 4(1), pp.25-51.
- Oki, T. & Kanae, S., 2006. Global Hydrological Cycles and World Water Resources. *Science*, 313(5790), pp.1068-1072.
- Parlange, M.B. & Katul, G.G., 1992. Estimation of the diurnal variation of potential evaporation from a wet bare soil surface. *Journal of Hydrology*, 132, pp.71-89.

- Parton, W.J., 1978. Abiotic section of ELM. In *Grassland Simulation Model*. Ecological Studies. N: Springer-Verlag, pp. 31-53.
- Pascual, J.A., 2001. *Cambios de usos del suelo y régimen hídrico en la rambla del Poyo y el barranc de Carraixet*. Tesis doctoral. Valencia, España: Universidad Politécnica de Valencia.
- Pausas, J.G., 1999. Mediterranean vegetation dynamics: modelling problems and functional types. *Plant Ecology*, 140, pp.27-39.
- Pierce, K.B., Lookingbill, T. & Urban, D., 2005. A simple method for estimating potential relative radiation (PRR) for landscape-scale vegetation analysis. *Landscape Ecology*, 20(2), pp.137-147.
- Porporato, A. et al., 2002. Ecohydrology of water-controlled ecosystems. *Advances in Water Resources*, 25(8-12), pp.1335-1348.
- Porporato, A. et al., 2001. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress: III. Vegetation water stress. *Advances in Water Resources*, 24(7), pp.725-744.
- Porporato, A. & Rodriguez-Iturbe, I., 2002. Ecohydrology- a challenging multidisciplinary research perspective. *Hydrological Sciences -Journal des Sciences Hydrologiques*, 47(5), p.12.
- Quevedo, D. & Francés, F., 2008. A conceptual dynamic vegetation-soil model for arid and semiarid zones. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12, pp.1175-1187.
- Rawls, W.J. et al., 1993. Infiltration and soil water movement. In *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, pp. 5.1-5.51.
- Rivas-Martínez, S., 1983. Pisos bioclimáticos de España. *Lazaroa*, 5, pp.33-43.
- Rodriguez-Iturbe, I., 2000. Ecohydrology: A hydrologic perspective of climate-soil-vegetation dynamics. *Water Resources Research*, 36(1), pp.3-6.
- Rodriguez-Iturbe, I. et al., 2001. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress: I. Scope and general outline. *Advances in Water Resources*, 24(7), pp.695-705.
- Rosati, A. & Dejong, T.M., 2003. Estimating Photosynthetic Radiation Use Efficiency Using Incident Light and Photosynthesis of Individual Leaves. *Ann Bot*, 91(7), pp.869-877.
- Rosenzweig, M.L., 1968. Net primary productivity of terrestrial communities: prediction from climatological data. *The American Naturalist*, 102(923), pp.67-74.
- Salvucci, G.D., 1997. Soil and moisture independent estimation of stage-two evaporation from potential evaporation and albedo or surface temperature. *Water Resources Research*, 33(1), pp.111-122.

- Sanchis, E., Fos, M. & Bordón, Y., 2003. *Ecosistemas mediterráneos*, Valencia, España: Ed. Universidad Politécnica de Valencia.
- Schein, R., 1962. Report on the Symposium on the Methodology of Plant Eco-Physiology Montpellier, France, 7-12 April 1962. *International Journal of Biometeorology*, 5(2), p.80.
- Schulze, E., Beck, E. & Müller-Hohenstein, K. eds., 2005. *Plant ecology*, Springer.
- Shugart, H.H., 1997. Plant and ecosystem functional types. In T. M. Smith, H. H. Shugart, & F. I. Woodward, eds. *Plant functional types: their relevance to ecosystem properties and global*. International Geosphere-Biosphere Programme Book Series. Cambridge University Press, p. 383.
- Shuttleworth, W.J., 1993. Evaporation. In *Handbook of Hydrology*. New York: McGraw-Hill, pp. 4.1-4.47.
- Smith, J.A., 1993. Precipitation. In *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, pp. 3.1-3.47.
- Snyder, R.L. et al., 2000. Estimating evaporation from bare or nearly bare soil. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 126(6), pp.399-403.
- Specht, R.L., 1988. *Mediterranean-type ecosystems: a data source book*, Kluwer Academic Publishers.
- Spittlehouse, D.L. & Black, T.A., 1981. A growing season water balance model applied to two douglas fir stands. *Water Resources Research*, 17, pp.1651-1656.
- Stephenson, N.L., 1990. Climatic control of vegetation distribution: The role of the water balance. *The American Naturalist*, 135(5), pp.649-670.
- Sternberg, M. & Shoshany, M., 2001. Influence of slope aspect on Mediterranean woody formations: Comparison of a semiarid and an arid site in Israel. *Ecological Research*, 16(2), pp.335-345.
- Tindall, J.A., Kunkel, J.R. & Anderson, D.E., 1999. *Unsaturated zone hydrology for scientists and engineers*, Prentice Hall.
- Valente, F., David, J.S. & Gash, J.H.C., 1997. Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models. *Journal of Hydrology*, 190(1-2), pp.141-162.
- Vélez U., J.I., 2001. Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual y distribuido orientado a la simulación de las crecidas. Tesis doctoral. Valencia, España: Universidad Politécnica de Valencia.
- Viessman, W., Lewis, G.L. & Knapp, J.W., 1989. *Introduction to hydrology* 3rd ed., New York: Harper & Row Publishers.
- Wainwright, J., Mulligan, M. & Almorox, J., 1999. Plants and water in drylands. In *Ecohydrology: plants and water in terrestrial and aquatic environments*. London:

Routledge, pp. 72-118.

- Walker, B.H. & Langridge, J.L., 1996. Modelling plant and soil water dynamics in semi-arid ecosystems with limited site data. *Ecological Modelling*, 87(1-3), pp.153-167.
- White, M.A. et al., 2000. Parameterization and Sensitivity Analysis of the BIOME-BGC Terrestrial Ecosystem Model: Net Primary Production Controls. *Earth Interactions*, 4(3), pp.1-85.
- Wickens, G.E., 1998. Ecophysiology of economic plants in arid and semi-arid lands, Springer.
- Wigmosta, M.S., Vail, L.W. & Lettenmaier, D.P., 1994. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*, 30, pp.1665-1680.
- Woodward, F.I., 1987. *Climate and plant distribution*, Cambridge University Press.
- Wythers, K.R., Lauenroth, W.K. & Paruelo, J.M., 1999. Bare-soil evaporation under semiarid field conditions. *Soil Science Society of America Journal*, 63(5), pp.1341-1349.