

RÉGIMEN HÍDRICO DEL SUELO Y EVAPOTRANSPIRACIÓN  
EN ÁREAS AGRÍCOLAS Y FORESTALES

TESIS DOCTORAL

RÉGIMEN HÍDRICO DEL SUELO  
Y EVAPOTRANSPIRACIÓN EN  
ÁREAS AGRÍCOLAS Y FORESTALES



Junio  
2011

Roger Manuel Mestas Valero  
La Coruña, Mayo 2011

**UNIVERSIDADE DA CORUÑA**



**RÉGIMEN HÍDRICO DEL SUELO Y EVAPOTRANSPIRACIÓN EN  
ÁREAS AGRÍCOLAS Y FORESTALES**

Tesis Doctoral presentada por:

Ing. Roger Manuel Mestas Valero

Directores:

Dr. Antonio Paz González

Dr. José Manuel Mirás Avalos

Dra. Eva Vidal Vázquez

La Coruña, Mayo del 2011





**D. José Manuel Mirás Avalos**, Investigador Parga Pondal de la Estación de Viticultura y Enología de Galicia (EVEGA), **D. Antonio Paz González**, Catedrático de Edafología y Química Agrícola de la Universidade da Coruña y **Dña. Eva Vidal Vázquez**, Investigadora Parga Pondal de la Universidade da Coruña (UDC)

**CERTIFICAN:**

Que la presente Memoria titulada **“Régimen Hídrico del Suelo y Evapotranspiración en Áreas Agrícolas y Forestales”** que para optar al grado de Doctor por la Universidade da Coruña presenta el Ingeniero Agrónomo **Roger Manuel MESTAS VALERO**, ha sido realizada en el Instituto Universitario de Xeoloxía “Isidro Parga Pondal” de la UDC, bajo nuestra dirección y supervisión.

Considerando que constituye trabajo de *Tesis Doctoral*, autorizamos su presentación en el Instituto Universitario de Xeoloxía de la Universidade da Coruña.

Y para así conste, expedimos el presente certificado en A Coruña, a 3 de mayo de 2011.

Fdo.: José Manuel Mirás Avalos

Fdo.: Antonio Paz González

Fdo.: Eva Vidal Vázquez



*A mis Padres:  
Rómulo y Olga  
Por el gran apoyo que ellos me dieron  
durante una vida entera  
A ellos  
Les DEDICO*



## AGRADECIMIENTOS

En un estudio de esta naturaleza, hubiese sido imposible llegar a un final más o menos feliz sin la ayuda, consejo y colaboración de bastantes personas. Sirvan estas líneas para testimoniarles mi más sincero agradecimiento.

Quiero agradecer en primer lugar al Dr. Antonio Paz González, inspirador y promotor de este trabajo, su eficaz labor de dirección y su apoyo constante, así como las facilidades de todo tipo que ha dado para la utilización los equipos del laboratorio del departamento de Edafología y Química Agrícola de la Universidade da Coruña.

Al Dr. José Manuel Mirás Avalos, codirector de esta tesis y amigo, agradezco su apoyo y aliento constante para la realización de este trabajo.

A la Dra. Eva Vidal Vázquez, por todo el apoyo brindado como segunda codirectora para la culminación de este trabajo.

A Rossmirieth por todo el amor y la paciencia, a mis hermanos Ciro Abel y Patricia, por todo el apoyo moral que ellos me brindaron para la realización de este trabajo de la misma manera a mis sobrinas Ángela, Catherine e Ismenia por todo su cariño.

A los integrantes del Área de Edafología y Química Agrícola de la UDC: Rosane da Silva, Patricia Sande Fouz, Carlos Carballeira, Alex Fiscina y Alberto Casanova.

Con el apoyo del Programa Alþan, Programa de Becas de Alto Nivel de la Unión Europea para América Latina nº E07D403924PE.



## RESUMEN

El agua y el suelo, son los recursos más importantes para la producción de alimentos y la base del desarrollo rural, distribución de la población en el territorio y la conservación del medio ambiente. En este sentido, se tuvo como objetivo para esta tesis el estudio del régimen hídrico, dinámica del agua en el suelo y la evapotranspiración en áreas bajo cobertura vegetal agrícola y forestal, mediante el uso de sondas de capacitancia FDR (Reflectometría de dominios de frecuencia), en la provincia de La Coruña. El estudio se realizó desde junio del 2008 hasta diciembre del 2010, en los suelos de una microcuenca forestal (en concreto, una plantación de *Eucalyptus globulus*) denominada El Abelar, en el Centro de Investigaciones Agrarias de Mabegondo (CIAM) (suelos bajo praderas y maíz) y parcelas experimentales con pasto natural localizadas en el pazo de Lóngora, todos ellos ubicados en la Provincia de La Coruña, Galicia, España. Para el estudio del régimen hídrico de los suelos se instalaron tubos de acceso de PVC en las parcelas de estudio, y se estimó el contenido hídrico del suelo con sondas FDR, para luego, con ayuda de un balance hídrico calcular la evapotranspiración de las parcelas (ETr)., Simultáneamente se estimó la evapotranspiración de cultivo (ETc), según la ecuación propuesta por la FAO, a partir de variables climáticas. Se observó una gran variación del contenido de agua en los perfiles superiores del suelo, este comportamiento se debe a la presencia de cultivos y praderas en el CIAM, pasto natural en Lóngora y árboles en El Abelar, lo que favorece la rápida evaporación y transpiración de los suelos. Durante las estaciones más secas, verano y otoño, existen precipitaciones menos frecuentes que afectan a los horizontes más superficiales, generando una gran variación del contenido de humedad en ellos. En las parcelas de El Abelar, debido a la presencia de raíces más profundas, se puede observar que en los horizontes inferiores, en las estaciones más secas, se produce un descenso de la humedad del suelo y en las parcelas con menor influencia radicular, como es el caso de praderas y maíz, esta tendencia se reduce. En general en todas las parcelas estudiadas la ETc sobreestima a la ETr, principalmente en periodos de menor precipitación (verano y otoño) disminuyendo esta tendencia en periodos de mayor precipitación. A la luz de los resultados obtenidos podemos afirmar que, para calcular la evapotranspiración de la cobertura vegetal mediante un balance hídrico y utilizando sondas de capacitancia FDR, es muy importante tener datos de aportes de agua lo más exactos posible, ya que de los que se dispone actualmente, por lo general, son aproximados. Los sensores FDR resultan viables como herramienta para estimar el consumo de agua en los cultivos y el estudio de la dinámica del agua en el suelo en las parcelas de estudio.

**Palabras claves:** Reflectometría de dominios de frecuencia (FDR), evapotranspiración, balance hídrico, humedad del suelo, régimen hídrico del suelo.



## ABSTRACT

Water and soil are the most important resources for food production, and are also the basis for rural development, distribution of population and environmental conservation. In this sense, this thesis aimed to study the water regime, the dynamics of soil water and evapotranspiration in areas under agriculture and forest vegetation, using capacitance probes FDR (Frequency Domain Reflectometry) in the province of La Coruña. The study was conducted from June 2008 to December 2010, in soils of a watershed forest (specifically, an *Eucalyptus globulus stand*) called the Abelar, the Agricultural Research Center of Mabegondo (CIAM) (soils under grassland and corn) and natural grass plots located in the manor of Longora. All these sites are located in the province of La Coruña, Galicia, Spain. To study the soil water regime, PVC access tubes were installed in the study plots and soil water content was estimated using FDR probes. Then, using a water balance the evapotranspiration of the plots (ET<sub>r</sub>) was calculated. Simultaneously, crop evapotranspiration (ET<sub>c</sub>) was estimated through the equation proposed by FAO, based on climatic variables. There was a wide variation of water content in the upper soil layers, this behavior was caused by the presence of crops and pastures in the CIAM, natural grassland in Longora and *Eucalyptus* trees in Abelar; this favors a rapid evaporation and transpiration from soils. During the dry seasons, summer and autumn, there was less frequent rainfall affecting surface soil layers, causing a large variation in moisture content within the soil profile. In Abelar, due to the presence of deeper roots, a decrease of soil moisture was observed in the lower horizons during the drier seasons, whereas in the case of grassland and corn plots, which are sites with less influence of roots, this tendency was reduced. In general, in all the studied plots, ET<sub>c</sub> overestimates the ET<sub>r</sub>, especially in periods of low rainfall (summer and autumn); this trend decreased in periods of higher precipitation. The results allow us to affirm that, to calculate the evapotranspiration of vegetation cover and water balance using FDR capacitance probes, it is very important that water input data should be as accurate as possible, since those currently available, generally, are approximative. FDR sensors are viable as a tool for estimating water consumption in and to study of the dynamics of soil water in the studied plots.

**Keywords:** Frequency Domain Reflectometry (FDR), evapotranspiration, water balance, soil moisture, soil water regime.



## RESUMO

Os recursos auga e solo son os máis importantes para a produción de alimentos e conforman a base do desenvolvemento rural, a distribución da poboación no territorio e a conservación ambiental. Nese senso, esta tese ten por obxectivo estudar o réxime hídrico do solo, a dinámica da auga no solo e a evapotranspiración en áreas agrícolas e forestais, utilizando sondas de capacitancia FDR (Reflectometría no dominio da frecuencia) na provincia da Coruña. O estudo foi realizado a partir de Xuño de 2008 ata decembro de 2010, en solos dun bosque nunha conca hidrográfica (especificamente, un cultivo de *Eucalyptus globulus*), chamado Abelar, no Centro de Investigacións Agrarias de Mabegondo (CIAM) (solos baixo pasto e millo) e parcelas de herba natural situadas no Pazo de Longora, todos eles localizados na provincia da Coruña, Galicia, España. Para estudar o réxime de auga no solo, instaláronse tubos de PVC de acceso nas parcelas de estudo e estimouse contido de auga no solo con sondas FDR. A continuación, cun balance hídrico calculouse a evapotranspiración das parcelas (ET<sub>r</sub>). Simultaneamente se estimou a evapotranspiración do cultivo (ET<sub>c</sub>) de acordo coa ecuación proposta pola FAO, baseada en variables climáticas. Houbo unha gran variación do contido de auga nas capas superiores do perfil do solo, este comportamento é debido á presenza de cultivos e pastos no CIAM, herba natural en Lóngora e ás árbores do Abelar, que favorecen a rápida evaporación e transpiración de auga dos solos. Durante a estación seca, verán e outono, hai choivas menos frecuentes que afectan os horizontes superficiais, creando unha gran variación no contido de humidade nos mesmos. Nas parcelas do Abelar, debido á presenza de raíces máis profundas, podemos ver que nos horizontes máis baixos e nas estacións máis secas, houbo unha caída de humidade do solo mentras que en sitios con menor influencia radicular, como é o caso dos pastos e o millo, esta tendencia é moi reducida. En xeral, en todas as parcelas estudadas a ET<sub>c</sub> sobreestima á ET<sub>r</sub>, especialmente en períodos de falta de chuvia (verán e outono), tendencia decrecente nos períodos de maior precipitación. Á luz dos resultados, podemos afirmar que, para calcular a evapotranspiración da cuberta vexetal e do balance hídrico, utilizando as sondas de capacidade FDR, é moi importante que os datos de entrada de auga sexan tan precisos como sexa posible, xa que os dispoñibles actualmente, xeralmente, son aproximados. O uso de sensores FDR é viable como ferramenta para calcular o consumo de auga nos cultivos e no estudo da dinámica da auga no solo nas parcelas de estudo.

**Palabras clave:** Reflectometría no Dominio da Frecuencia (FDR), evapotranspiración, balance hídrico, humidade do solo, réxime hídrico do solo.



## RESUMO

A água e o solo são recursos naturais fundamentais para a produção de alimentos em uma base de desenvolvimento rural, distribuição da população no território e conservação ambiental. Nesse sentido, o presente estudo teve como objetivo estudar o regime e a dinâmica de água no solo e a evapotranspiração em áreas com eucalipto, milho e pastagem utilizando sondas de capacitância FDR (Reflectometria no domínio da frequência) na província de A Coruña. O estudo foi realizado em junho de 2008 a dezembro de 2010 em três áreas: 1- solos de uma bacia hidrográfica com plantio de *Eucalyptus globulus* (El Abelar); 2- solos cultivados com pastagem e milho (Centro de Investigação Agronómica Mabegondo – CIAM) e, 3- solos de uma parcela com pastagem natural (Longora). As três áreas estudadas localizam-se na província da A Coruña, Galicia, Espanha. Para estudar o regime de água no solo foram instalados nas parcelas de estudo tubos de PVC onde se estimou ou o teor de água do solo com sondas FDR. Em seguida, com auxílio de um balanço hídrico foram estimadas a evapotranspiração das parcelas (ETr), simultaneamente, foram estimadas evapotranspiração (ETc) de acordo com a equação proposta pela FAO, com base em variáveis climáticas. Observou-se uma grande variação do teor de água na superfície do solo, este comportamento é devido à variabilidade imposta pelo cultivo das áreas agrícolas, pastagem natural e eucalipto que favorece a rápida evaporação e transpiração dos solos. Durante a estação seca (verão e outono), com precipitação menos frequentes que afetam os horizontes superficiais, criando uma grande variação no teor de água no solo ao longo do perfil. Nas parcelas cultivadas com eucalipto, devido à presença de raízes em profundidade, observou-se nos horizontes mais profundos, uma queda no teor de água no solo (na estação seca), porém, nas parcelas com milho e pastagem natural com maior concentração de raízes em superfície do solo, não verificou este comportamento. Em geral, em todas as parcelas estudadas o consumo de água foi maior pelo cálculo da ETc em relação a ETr, especialmente nos períodos de estiagem (verão e outono), diminuindo essa tendência nos períodos de maior precipitação. De acordo com os resultados obtidos, pode-se afirmar que para calcular a evapotranspiração da cobertura vegetal usando um balanço hídrico por meio da sonda de capacitância (FDR), é fundamental que os dados de precipitação da região sejam obtidos por uma estação local, evitando utilizar dados aproximados. Para as parcelas em estudo o uso de sensores FDR demonstrou ser uma ferramenta eficaz para estimar o consumo de água.

**Palavras-chave:** reflectometria no domínio da frequência (FDR), evapotranspiração, balanço hídrico, teor de água no solo, regime hídrico do solo.



**ÍNDICE**

<b>1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS .....</b>	<b>1</b>
<b>2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>7</b>
<b>2.1. RÉGIMEN HÍDRICO DE LOS SUELOS .....</b>	<b>9</b>
<b>2.2. LA COBERTURA VEGETAL EN EL RÉGIMEN HÍDRICO .....</b>	<b>9</b>
2.2.1. LA VEGETACIÓN EN LA FASE ATMOSFÉRICA DEL RÉGIMEN HÍDRICO (Interceptación y evaporación).....	12
2.2.2. LA VEGETACIÓN EN LA FASE TERRESTRE DEL RÉGIMEN HÍDRICO (INFILTRACIÓN) .....	13
2.2.3. LA COMPONENTE BIOLÓGICA (TRANSPIRACIÓN).....	15
2.2.4. USOS DEL SUELO CUBIERTA SUPERFICIAL Y RÉGIMEN HÍDRICO .....	15
<b>2.3. EL AGUA EN EL SUELO.....</b>	<b>17</b>
2.3.1. IMPORTANCIA DEL AGUA (HUMEDAD) DEL SUELO .....	17
2.3.2. EL AGUA CONTENIDA EN EL SUELO .....	18
2.3.2.1. CAPACIDAD DE CAMPO .....	19
2.3.2.2. PUNTO DE MARCHITEZ PERMANENTE .....	20
2.3.3. MOVIMIENTO DEL AGUA EN EL SUELO .....	21
2.3.3.1. IMPORTANCIA DEL MOVIMIENTO DEL AGUA EN EL SUELO .....	21
2.3.3.2. FACTORES QUE INFLUYEN EN EL MOVIMIENTO DEL AGUA EN EL SUELO .....	22
2.3.3.2.1 TEXTURA Y POROSIDAD DEL SUELO .....	22
2.3.3.2.2. LA ESTRUCTURA DEL SUELO .....	23
2.3.3.2.3. CONTENIDO DE AGUA EN EL SUELO .....	24
2.3.3.2.4. EL CLIMA .....	26
2.3.3.3. CURVA CARACTERÍSTICA DE HUMEDAD DEL SUELO .....	26
2.3.4. TRANSPORTE DEL AGUA EN EL SUELO .....	28
2.3.4.1. LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA .....	28

2.3.4.1.1. CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA EN FASE SATURADA.....	29
2.3.4.1.2. CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA EN FASE NO SATURADA.....	29
<b>2.4. DETERMINACIÓN DEL CONTENIDO DE AGUA EN EL SUELO .....</b>	<b>31</b>
2.4.1. MÉTODO GRAVIMÉTRICO O DIRECTO .....	31
2.4.2. MÉTODOS INDIRECTOS .....	33
2.4.2.1. TENSIÓMETROS.....	33
2.4.2.2. BLOQUES DE RESISTENCIA ELÉCTRICA (MEDIDA DE $\Phi_p$ ).....	36
2.4.2.3. Sonda de neutrones .....	39
2.4.2.4. ATENUACIÓN DE RAYOS GAMMA ( $\gamma$ ).....	40
2.4.2.5. TIME DOMAIN REFLECTOMETRY (TDR).....	41
2.4.2.6. FREQUENCY DOMAIN REFLECTOMETRY (FDR).....	44
<b>2.5. CICLO HIDROLÓGICO DEL AGUA.....</b>	<b>48</b>
<b>2.6. BALANCE HÍDRICO DE UNA PLANTACIÓN AGRO-FORESTAL.....</b>	<b>50</b>
2.6.1 COMPONENTES DEL BALANCE HÍDRICO .....	51
2.6.1.1. PRECIPITACIÓN .....	51
2.6.1.2. PÉRDIDAS DE AGUA POR INTERCEPCIÓN.....	52
2.6.1.3. PRECIPITACIÓN DIRECTA.....	53
2.6.1.4. ESCURRIMIENTO FUSTAL.....	53
2.6.1.5. PRECIPITACIÓN NETA .....	54
2.6.2. REDISTRIBUCIÓN DE LAS PRECIPITACIONES .....	55
2.6.3. INFLUENCIA DE LA VEGETACIÓN SOBRE EL BALANCE HÍDRICO .....	55
<b>2.7. LA COBERTURA VEGETAL EN ESTUDIO.....</b>	<b>57</b>
2.7.1. CULTIVO DE MAÍZ ( <i>Zea mays L.</i> ).....	57
2.7.2. EL EUCALIPTO ( <i>Eucalyptus globulus</i> ).....	58
2.7.3. PRADERAS (MABEGONDO).....	63
2.7.3.1. EL RAIGRÁS INGLÉS ( <i>Lolium perenne L.</i> ) .....	64
2.7.3.2. EL TREBOL BLANCO ( <i>Trifolium repens L.</i> ).....	64

<b>3. MATERIALES Y MÉTODOS</b> .....	<b>67</b>
<b>3.1. DESCRIPCIÓN DEL LUGAR DEL EXPERIMENTO</b> .....	<b>69</b>
3.1.1. PROVINCIA DE LA CORUÑA.....	69
3.1.1.1. MICRO CUENCA DE EL ABELAR .....	70
3.1.1.2. CENTRO DE INVESTIGACIONES AGRARIAS DE MABEGONDO .....	71
3.1.1.3. PAZO DE LÓNGORA.....	72
<b>3.2. DETERMINACIÓN DE LAS PROPIEDADES GENERALES DEL SUELO</b> .....	<b>73</b>
3.2.1. RECOGIDA DE MUESTRAS.....	73
3.2.2. ANÁLISIS DE pH.....	74
3.2.2. CARBONO ORGÁNICO Y MATERIA ORGÁNICA .....	75
3.2.3. ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO .....	76
3.2.4. DENSIDAD APARENTE.....	77
<b>3.3. MEDIDA DEL CONTENIDO EN AGUA DEL SUELO</b> .....	<b>79</b>
3.3.1. INSTALACIÓN DE LOS TUBOS DE ACCESO .....	79
3.3.2. SONDAS DE CAPACITANCIA PORTÁTILES Diviner 2000.....	81
3.3.3. SONDAS DE CAPACITANCIA FIJAS EnviroSCAN® .....	83
3.3.4. LA CALIBRACIÓN DE LA Sonda FDR. ....	88
<b>3.4. DETERMINACIÓN DE LAS CURVAS CARACTERÍSTICAS DE HUMEDAD DE LOS SUELOS</b> .....	<b>91</b>
3.4.1. MEMBRANA A PRESIÓN DE RICHARDS .....	91
3.4.2. MEDICIÓN DEL CONTENIDO HÍDRICO DEL SUELO EN LABORATORIO.....	94
3.4.3. AJUSTE ENTRE POTENCIAL MATRICIAL ( $\Psi$ ) Y HUMEDAD VOLUMÉTRICA ( $\theta$ ) .....	94
<b>3.5. CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA</b> .....	<b>96</b>
3.5.1. DETERMINACIÓN DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SATURADA.....	96
<b>3.6. CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN</b> .....	<b>98</b>
3.6.1. EVAPOTRANSPIRACIÓN MEDIANTE BALANCE DE AGUA EN EL SUELO ....	98
3.6.2. CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA ( $ET_0$ ).....	99

<b>3.7. BALANCE HÍDRICO DEL SUELO .....</b>	<b>106</b>
<b>3.8. ANÁLISIS ESTADÍSTICOS.....</b>	<b>112</b>
<b>4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....</b>	<b>113</b>
<b>4.1. PROPIEDADES GENERALES DE LOS SUELOS .....</b>	<b>115</b>
4.1.1. ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO .....	115
4.1.2. ACTIVIDAD DEL IÓN HIDRÓGENO (pH).....	118
4.1.3. MATERIA ORGÁNICA.....	119
4.1.4. DENSIDAD APARENTE ( $\rho_b$ ) .....	120
<b>4.2. PROPIEDADES CLIMÁTICAS .....</b>	<b>122</b>
4.2.1. VELOCIDAD DEL VIENTO .....	122
4.2.2. TEMPERATURA DEL AIRE .....	125
4.2.3. PRECIPITACIÓN .....	130
4.2.4. PRECIPITACIÓN NETA .....	133
<b>4.3. EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL.....</b>	<b>136</b>
<b>4.4. CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA .....</b>	<b>139</b>
<b>4.5. CURVA CARACTERÍSTICA (curva de retención de humedad).....</b>	<b>140</b>
4.5.1. APLICACIÓN DEL MODELO DE VAN GENUCHTEN.....	140
<b>4.6. CALIBRACION DE LA SONDA FDR (Diviner 2000) .....</b>	<b>144</b>
<b>4.7. RÉGIMEN DE HUMEDAD DEL SUELO .....</b>	<b>147</b>
<b>4.8. CONSUMO HÍDRICO VEGETAL Y BALANCE HÍDRICO DEL SUELO .....</b>	<b>161</b>
<b>5. CONCLUSIONES .....</b>	<b>169</b>
<b>6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>175</b>
<b>ANEXOS .....</b>	<b>193</b>

**ÍNDICE DE FIGURAS**

	Pag.
Figura 1. Componentes del ciclo hidrológico terrestre. A: general; B: Intervención de la vegetación en el ciclo (= > Dirección del flujo).....	10
Figura 2. Esquema del ciclo hidrológico de una superficie con vegetación (Adaptado de GREENWAY, 1987).....	11
Figura 3. Regiones de la curva característica de agua del suelo (SILLERS <i>et al.</i> , 2001) .....	26
Figura 4. Curva de retención con fenómeno de histéresis (CRONEY y COLEMAN, 1961). .....	27
Figura 5. Movimiento de la interfaz aire-agua (WHEELER <i>et al.</i> , 2003) .....	28
Figura 6. Esquema del tensiómetro .....	34
Figura 7. Ejemplo de señal de TDR y tiempo de medida para cálculo de la constante dieléctrica. ....	42
Figura 8. Ciclo hidrológico (fuente USGS).....	49
Figura 9. Balance hídrico de un ecosistema forestal. ....	51
Figura 10. A) Valores medios ponderados de temperatura anual media y medias estacionales (°C); B) Valores medios ponderados de la precipitación anual y estacional (mm) a nivel global para A Coruña. (Fuente: Atlas Climático de Galicia).....	70
Figura 11. Distribución mensual de las precipitaciones y las temperaturas medias mensuales registradas por la estación meteorológica ubicada en CIAM entre los años 2007 y 2010.....	71
Figura 12. Ubicación geográfica de las parcelas en estudio, dentro de España, Galicia y la provincia de La Coruña. ....	72
Figura 13. Esquema del método de muestreo de los suelos y análisis seguidos en el presente estudio.....	74
Figura 14. Sondas de capacitancia FDR para la estimación de la humedad en el suelo A) sonda multisensor modelo RT6, B) sonda multisensor modelo EnviroSCAN®Solo y C) sonda de lectura manual modelo Diviner 2000.....	79
Figura 15. Proceso de instalación de los tubos de acceso en el suelo .....	81
Figura 16. Disposición general de la unidad de visualización y de la sonda Diviner 2000.....	82

Figura 17. Pantalla de la unidad de visualización y almacenaje del Diviner 2000, A) datos de humedad del suelo en el tiempo de una de las secciones medidas. B) datos de humedad del total del perfil del suelo evaluado. ....	83
Figura 18. Esquema genérico de distribución en profundidad de los sensores de las sondas EnviroSCAN, profundidad de cada sensor ( $z_i$ ); perfiles de suelo asociados a cada profundidad de medida ( $e_i$ ).....	86
Figura 19. Esquema de la toma de muestras para la calibración de la sonda de capacitancia Diviner 2000 y los materiales para determinar la humedad del suelo mediante el método gravimétrico. ....	89
Figura 20. Equipo Richards (A) Extractor (olla presión) conteniendo en su interior las placas cerámicas de Richards, (B) las muestras de suelo en proceso de saturación, iniciando la determinación de la retención de humedad en los suelos.....	91
Figura 21. Curvas de Retención de Humedad del Suelo en tres suelos minerales representativos (BRADY, 1990).....	94
Figura 22. A) Esquema del permeámetro de Guelph (ELRICK y REYNOLDS, 1992). B) permeámetro de Guelph o de pozo con carga constante modelo 2800K1 de Soilmoisture Equipment Corp®.....	96
Figura 23. Balance de agua en el suelo de la zona radicular (fuente: ALLEN <i>et al.</i> , 2006) .....	99
Figura 24. Variación del Índice de aria foliar (IAF) a lo largo del periodo de crecimiento del maíz (CIAM años 2008 y 2009).....	105
Figura 25. Diseño típico de la curva de retención de agua del suelo basada en la ecuación de ajuste de VAN GENUCHTEN (1980), con los valores de $\theta_r$ y $\theta_s$ localizados.....	108
Figura 26. Clases texturales de de los suelos en estudio (CIAM, El Abelar y Lóngora), determinadas por el "Método Internacional", en el triángulo textural propuesto por el USDA: A) CIAM Mabegondo, B) El Abelar y C) Lóngora.....	116
Figura 27. Capacidad de almacenamiento de agua para suelos de diferentes clases texturales (FOTH, 1978).....	117
Figura 28. Valores de pH calculados en KCl y H <sub>2</sub> O para los suelos estudiados.....	119
Figura 29. A) Valores medios de materia orgánica (MO) de los suelos en estudio, B) valores medios de MO a diferentes profundidades del perfil del suelo en El Abelar.....	120
Figura 30. Valores de temperatura del aire (media diaria) para El Abelar A) Temperatura Media, B) Temperatura Máxima y C) Temperatura Mínima. ....	126

Figura 31. Valores de temperatura del aire (media diaria) para El CIAM, A) Temperatura Media, B) Temperatura Máxima y C) Temperatura Mínima. ....	127
Figura 32. Precipitación (mm) total mensual medida durante los meses del año en los lugares trabajo de trabajo. ....	132
Figura 33. Análisis de doble masa: representación de los valores acumulados del registro de precipitación media mensual de las estaciones de referencia (Olas y Cañas) frente a los valores acumulados de las estaciones estudiadas (El Abelar y Mabegondo). ....	133
Figura 34. Evolución de la precipitación neta (P <sub>net</sub> ) sobre la cuenca de El Abelar en función a la edad de la plantación de <i>Eucalyptus globulus</i> . ....	135
Figura 35. Valores de evapotranspiración potencial media mensual para los años 2007 al 2010 para El Abelar y CIAM. ....	138
Figura 36. Curva característica de potencial / humedad para El Abelar a dos profundidades, 20 cm y 50 cm. ....	142
Figura 37. Curva característica de potencial / humedad para el CIAM en parcelas de pradera a dos profundidades 20 cm y 50 cm. ....	142
Figura 38. Curva característica de potencial / humedad para el CIAM en cultivos de maíz para tres parcelas a 20 cm de profundidad. ....	142
Figura 39. Curva característica de potencial / humedad para Lóngora bajo vegetación natural a 20 cm de profundidad. ....	142
Figura 40. Valores de humedad volumétrica del suelo en función de SF obtenidos a partir de las curvas de calibración para las sondas de lectura manual (Diviner 2000 de Sentek), ecuación del fabricante, ecuación local y otros autores. ....	145
Figura 41. Valores medidos frente a valores estimados de la humedad volumétrica del suelo ( $\theta_v$ ) utilizando calibración local y calibración de fábrica para sonda de capacitancia Diviner 2000, para la zona en estudio. ....	146
Figura 42. Valores del coeficiente de variación (%) para los promedios diarios de cada mes del año de la humedad del suelo a diferentes profundidades del perfil. ....	150
Figura 43. Valores medios mensuales de humedad del suelo a las profundidades monitorizadas con las sondas FDR durante el año 2009 en Lóngora. ....	151
Figura 44. Valores promedios diarios, de la humedad del suelo a diferentes profundidades monitorizadas con sondas de capacitancia FDR para parcelas con cobertura vegetal de praderas – CIAM Mabegondo 2008. ....	152

Figura 45. Valores promedios diarios de la humedad del suelo a diferentes profundidades monitorizadas con sondas de capacitancia FDR para parcelas con cobertura vegetal de praderas – CIAM Mabegondo 2009. ....	153
Figura 46. Valores promedios diarios de la humedad del suelo a diferentes profundidades monitorizadas con sondas de capacitancia FDR para parcelas con cobertura vegetal de praderas – CIAM Mabegondo 2010. ....	154
Figura 47. Valores promedios diarios de la humedad del suelo a diferentes profundidades monitorizadas con sondas de capacitancia FDR para parcelas con cobertura forestal ( <i>Eucaliptus globulus</i> ) – El Abelar 2008. ....	154
Figura 48. Valores promedios diarios de la humedad del suelo a diferentes profundidades monitorizadas con sondas de capacitancia FDR para parcelas con cobertura forestal ( <i>Eucaliptus globulus</i> ) – El Abelar 2010. ....	156
Figura 49. Perfiles hídricos en El CIAM obtenidos con sondas FDR, para períodos de pérdida de humedad con escasa precipitación bajo cultivo de maíz y pradera. ....	158
Figura 50. Perfiles hídricos en El Abelar obtenidos con sondas FDR, para períodos húmedos con alta precipitación. ....	159
Figura 51. Perfiles hídricos en El Abelar obtenidos con sondas FDR, para períodos de pérdida de humedad con escasa precipitación (A) y períodos húmedos con alta precipitación (B) en una parcela forestal con <i>Eucaliptus globulus</i> . ....	160
Figura 52. (A) Evapotranspiración acumulativa calculada con el modelo FAO-56 versus la evapotranspiración estimada mediante el FDR en pradera, (B) Curso temporal de la evapotranspiración en praderas año 2009. ....	161
Figura 53. (A) Evapotranspiración acumulativa calculada con el modelo FAO-56 versus la evapotranspiración estimada mediante el FDR en pradera, (B) Curso temporal de la evapotranspiración en praderas año 2010. ....	163
Figura 54. (A) Evapotranspiración acumulativa calculada con el modelo FAO-56 versus la evapotranspiración estimada mediante el FDR en parcelas forestales ( <i>E. globulus</i> ), (B) Curso temporal de la evapotranspiración en El Abelar año 2010. ....	164
Figura 55. (A) Evapotranspiración acumulativa calculada con el modelo FAO-56 versus la evapotranspiración estimada mediante el FDR en parcelas con pasto natural, (B) Curso temporal de la evapotranspiración en parcelas de Lóngora año 2009. ....	164
Figura 56. (a) Evapotranspiración acumulativa calculada con el modelo FAO versus la evapotranspiración estimada mediante el FDR en el cultivo de Maíz, (b) Curso temporal de la evapotranspiración del maíz (frecuencia dos veces por semana). ....	166

Figura 57. a) Evapotranspiración acumulativa calculada con el modelo FAO *versus* la evapotranspiración estimada mediante el FDR en praderas, (b) Curso temporal de la evapotranspiración en praderas (frecuencia dos veces por semana). ..... 166

Figura 58. a) Evapotranspiración acumulativa calculada en el cultivo de maíz *versus* pradera, (b) Curso temporal de la evapotranspiración estimada mediante FDR para maíz y praderas (Frecuencia dos veces por semana)..... 167

Figura 59. Curso temporal del contenido de agua en el suelo. Valores monitorizados dos veces por semana mediante una sonda FDR, de lectura manual, el aporte de agua (lluvia)..... 167



### ÍNDICE DE TABLAS

	Pag.
Tabla 1. Clasificación de los poros del suelo según su tamaño y tensión de retención de agua. ....	22
Tabla 2. Valores medios ponderados de la precipitación y temperaturas anuales y estacionales, para la provincia de A Coruña (2005-2010).....	69
Tabla 3. Clasificación de los suelos en función de su pH (PORTA <i>et al.</i> , 1999).....	75
Tabla 4. Valores del contenido de agua del suelo calculado para el sistema EnviroSCAN a las diferentes profundidades en el perfil de suelo estudiado .....	87
Tabla 5. Ecuaciones de calibrado y densidades medias del suelo obtenidos por S. J. GROVES y S. C. ROSE .....	90
Tabla 6. Valores de las diferentes fracciones texturales según la zona de estudio y la profundidad del suelo. Nota: $\sigma$ = desviación típica; CV = coeficiente de variación.....	115
Tabla 7. Datos de pH determinados en KCl y H <sub>2</sub> O para los suelos en estudio. ....	118
Tabla 8. Promedios de materia orgánica (%) (M.O.), desviación estándar y coeficiente de variación (CV) determinados en los suelos estudiados. ....	120
Tabla 9. Valores de la densidad Aparente (Da) para los suelos en las parcelas en estudio. ....	121
Tabla 10. Velocidad del viento media (mensual y anual (m s <sup>-1</sup> )) registrada para El Abelar.....	123
Tabla 11. Velocidad del viento (media mensual y anual (m s <sup>-1</sup> )) registrada para el CIAM. ....	124
Tabla 12. Velocidad del viento (media mensual y anual (m s <sup>-1</sup> )) registrada para Lóngora. ....	124
Tabla 13. Temperatura Máxima (Max), Temperatura Mínima (Min), Temperatura Media (Med) mensual y anual del aire (°C) en El Abelar durante el periodo de estudio. ....	128
Tabla 14. Temperaturas Máxima (Max), Temperatura Mínima (Min), Temperatura Media (Med) mensual y anual del aire (°C) en El CIAM Mabegondo durante el periodo de estudios.....	129
Tabla 15. Temperaturas Máxima (Max), Temperatura Mínima (Min), Temperatura Media (Med) mensual y anual del aire (°C) para Lóngora durante el periodo de estudios.....	129

Tabla 16. Precipitación mensual y anual (mm) registrada en El Abelar durante el periodo de estudios.....	130
Tabla 17. Precipitación mensual y anual (mm) registrada en El CIAM Mabegondo durante el periodo de estudios.....	131
Tabla 18. Precipitación mensual y anual (mm) para Lóngora durante el periodo de estudios. ....	131
Tabla 19. Porcentaje medio semestral de flujo cortical y precipitación trascolada bajo la cubierta forestal en zona de estudio El Abelar (n= número de medidas, % porcentaje y $\sigma$ = desviación típica); junto con la precipitación neta "Pneta" e interceptación "I" calculados a partir de ellos.....	134
Tabla 20. Evapotranspiración potencial mensual y anual para El Abelar durante el periodo de estudio. Método de Penman Monteith (FAO 56).....	136
Tabla 21. Evapotranspiración potencial mensual y anual para CIAM Mabegondo durante el periodo de estudio. Método de Penman Monteith (FAO 56).....	137
Tabla 22. Conductividad hidráulica saturada de campo ( $K_{fs}$ ), obtenida con permeámetro de Guelph para los lugares en estudio. ( $\sigma$ = desviación típica, CV = coeficiente de variación) .....	139
Tabla 23. Parámetros de ajuste de la curva de retención de humedad: ( $\theta_s$ ) contenido de agua del suelo saturado, ( $\theta_r$ ) contenido de agua residual del suelo y valores de $\alpha$ , m y n obtenidos empíricamente durante el procedimiento de ajuste. Según lo propuesto por VAN GENUCHTEN (1980). ....	141
Tabla 24. Contenido hídrico de las muestras de suelo (humedad volumétrica %) ajustado por el método de VAN GENUCHTEN (1980) sometidas a diferentes presiones (kPa), para los diferentes lugares de estudio.....	141
Tabla 25. Ecuaciones de calibración de la sonda de capacitancia Diviner 2000, $R^2$ coeficiente de determinación, $\sigma$ desviación típica, SF Frecuencias normalizadas y $\theta_v$ humedad volumétrica ( $m^3 m^{-3}$ ) .....	145
Tabla 26. Promedios anuales de los valores del contenido de humedad del suelo (%) a las diferentes profundidades, monitorizadas con sondas de capacitancia FDR, para el periodo de estudio en El Abelar (Med: Media, $\sigma$ : desviación típica y CV: coeficiente de variación).....	148
Tabla 27. Promedios anuales de los valores del contenido de humedad del suelo (%) a las diferentes profundidades, monitorizadas con sondas de capacitancia FDR, para el periodo en estudio en el CIAM Mabegondo (Med: Media, $\sigma$ : desviación típica y CV: coeficiente de variación). ....	149

Tabla 28. Valores medios mensuales del contenido de la humedad del suelo (%) para parcelas bajo praderas ubicadas en el CIAM (Med: Media, $\sigma$ : desviación típica y CV: coeficiente de variación).....	157
Tabla 29. Balance hídrico en las parcelas con praderas de CIAM Mabegondo y la parcela forestal de El Abelar usando FDR (EnviroScan); P es la precipitación total, Inf es la infiltración, D es el drenaje, Int es la pérdida por interceptación, ETr la evapotranspiración real y Dif es la diferencia.....	162
Tabla 30. Resumen de los valores de las variables evaluadas durante el periodo de estudio, para el cultivo de maíz y praderas. ....	167
Tabla 31. Resumen de los balances hídricos del periodo de Recarga y Descarga en el cultivo del maíz y las praderas durante el periodo de estudios.....	168
Tabla 32. Cálculos de los estadísticos comparativos, entre la ETC mediante el método FAO-56 frente a la ET estimada con el uso de sondas FDR.....	168



## 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS



## INTRODUCCIÓN

En la actualidad ha tomado gran importancia el estudio del agua en el suelo, en un sistema suelo-planta-atmósfera poniendo énfasis en su estrecha relación con la cobertura vegetal, Por ello este trabajo analiza y estudia el régimen hídrico de los suelos y la evapotranspiración, en áreas agrícolas y forestales en la provincia de La Coruña.

El agua es el elemento fundamental para el desarrollo de la vida. A través de la historia del hombre el agua ha tenido un papel de gran importancia, no solo como elemento vital, sino también como factor determinante en el desarrollo cultural, tecnológico e industrial de los grandes imperios y civilizaciones.

Desde épocas ancestrales el hombre ha tratado de controlar el agua, desde el punto de vista biológico, imprescindible para la vida animal y vegetal, y desde el punto de vista económico, fuente de riqueza y desarrollo social. Conjuntamente con el suelo, es el recurso más importante para la producción de alimentos y la base del desarrollo rural, distribución de la población en el territorio y la conservación del medio ambiente.

El seguimiento y la cuantificación del agua del suelo adquieren una gran relevancia en el sector de la investigación agrícola, por tratarse de un principio de vida, siendo un elemento ineludible en todo organismo vivo. En ese sentido, desde épocas ancestrales el hombre ha intentado medir y monitorizar el contenido de agua en el suelo, inicialmente de forma manual utilizando sus propios sentidos como son la vista y el tacto, seguidamente con el uso de métodos directos (método termo-gravimétrico) para posteriormente, utilizar sensores para medir el contenido de agua del suelo. La búsqueda de nuevos sensores ha sido ininterrumpida desde la aparición de los primeros tensiómetros y bloques de yeso a finales del año 1950, en la década de los setenta, se propuso el uso de la sonda de neutrones, en los últimos años, se han desarrollado sistemas basados en las relaciones entre la constante dieléctrica del suelo y el contenido de agua del mismo, que permiten un seguimiento in situ de la humedad del suelo y una automatización para lecturas continuas. El primer sistema se introdujo en los años 80, mediante los sensores TDR (Time Domain Reflectometry) y, posteriormente, se ha desarrollado un sistema basado en la Reflectometría de Dominios de Frecuencia (FDR), que determina de forma continua la constante dieléctrica del suelo, a partir de la que se estima el contenido de agua en el suelo.

Desde otras perspectivas, el conocimiento del agua en el suelo permite realizar predicciones de inundación, de efectos relacionados con las oscilaciones de los regímenes de humedad del suelo e interacciones del medio con la atmósfera. Es por ello que diversas disciplinas se han interesado, como la Hidrología, la Climatología, la Ecología, la Bioquímica, la Agronomía, entre otras.

Dentro del estudio de estas disciplinas, el suelo sirve de reservorio de agua para la cobertura vegetal, a la vez que le proporciona nutrientes y oxígeno. No se trata de elementos aislados, sino íntimamente relacionados, estableciendo el sistema suelo-planta-atmósfera. De esta forma, el agua del suelo forma parte del ciclo hidrológico, compuesto por una serie de compartimentos, uno de ellos el suelo. En este contexto, el suelo es un reservorio importante de agua, que transforma la precipitación pluvial, discontinua en el tiempo y espacio en descargas continuas conocidas como arroyos y ríos, y abastece continuamente con humedad las raíces de las plantas.

En última instancia, todos los estudios de hidrología del suelo tienen como objetivo principal un mejor entendimiento y una completa descripción de los procesos hidrológicos. Los componentes elementales de la infiltración, redistribución, drenaje, evaporación y evapotranspiración, son primero analizados individualmente y después en conjunto para una determinada secuencia de eventos en un periodo temporal.

Teniendo en cuenta lo anteriormente mencionado, es de vital importancia conocer y analizar las variables que intervienen en el comportamiento de los procesos hidrológicos del continuo suelo-planta-atmósfera para, de esta forma, implementar balances hídricos que permitan optimizar el uso y explotación los recursos hídricos.

En este contexto, el objetivo general de este trabajo es: el estudio del régimen hídrico, dinámica del agua en el suelo y la evapotranspiración en áreas bajo cobertura vegetal de maíz, pasturas y una plantación de Eucaliptos, mediante el uso de sondas de capacitancia FDR (Reflectometría de dominios de frecuencia), en la provincia de La Coruña.

## **OBJETIVOS**

### **General**

- Estudio del régimen hídrico, dinámica del agua en el suelo y la evapotranspiración en áreas bajo cobertura vegetal agrícola y forestal, mediante el uso de sondas de capacitancia FDR (Reflectometría de dominios de frecuencia), en la provincia de La Coruña.

### **Específicos**

- Caracterización de las condiciones físico hídricas de los suelos en estudio.
- Monitorización temporal y espacial del contenido hídrico en los suelos bajo áreas agrícolas y forestales con el uso de sondas multisensor FDR y sondas portátiles FDR.
- Estudio de la dinámica del agua en el suelo: Retención de humedad por el suelo, movimiento vertical del agua en el suelo (infiltración), percolación profunda, transpiración, etc.
- Estimación del consumo de agua por las plantas mediante la evapotranspiración (áreas agrícolas y forestales) según el método de la FAO Penman-Montheit.
- Estimación del consumo de agua de las plantas mediante un balance hídrico con el uso de sondas de FDR.
- Validación del uso de los sensores FDR en el estudio hídrico de los suelos y el balance hídrico.



## **2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA**



## **2.1. RÉGIMEN HÍDRICO DE LOS SUELOS**

El régimen hídrico del suelo es una característica generalizada del conjunto de fenómenos de ingreso de humedad en el suelo, de su movimiento, del cambio en su estado físico y su gasto. Entre los elementos del régimen hídrico se encuentran: la infiltración del agua en el suelo, la condensación, la evaporación, la toma de agua por parte del sistema radicular de las plantas, la infiltración del agua hacia las capas profundas, la absorción capilar, la porción de humedad por parte de la fase sólida, el congelamiento y el derretimiento, etc.

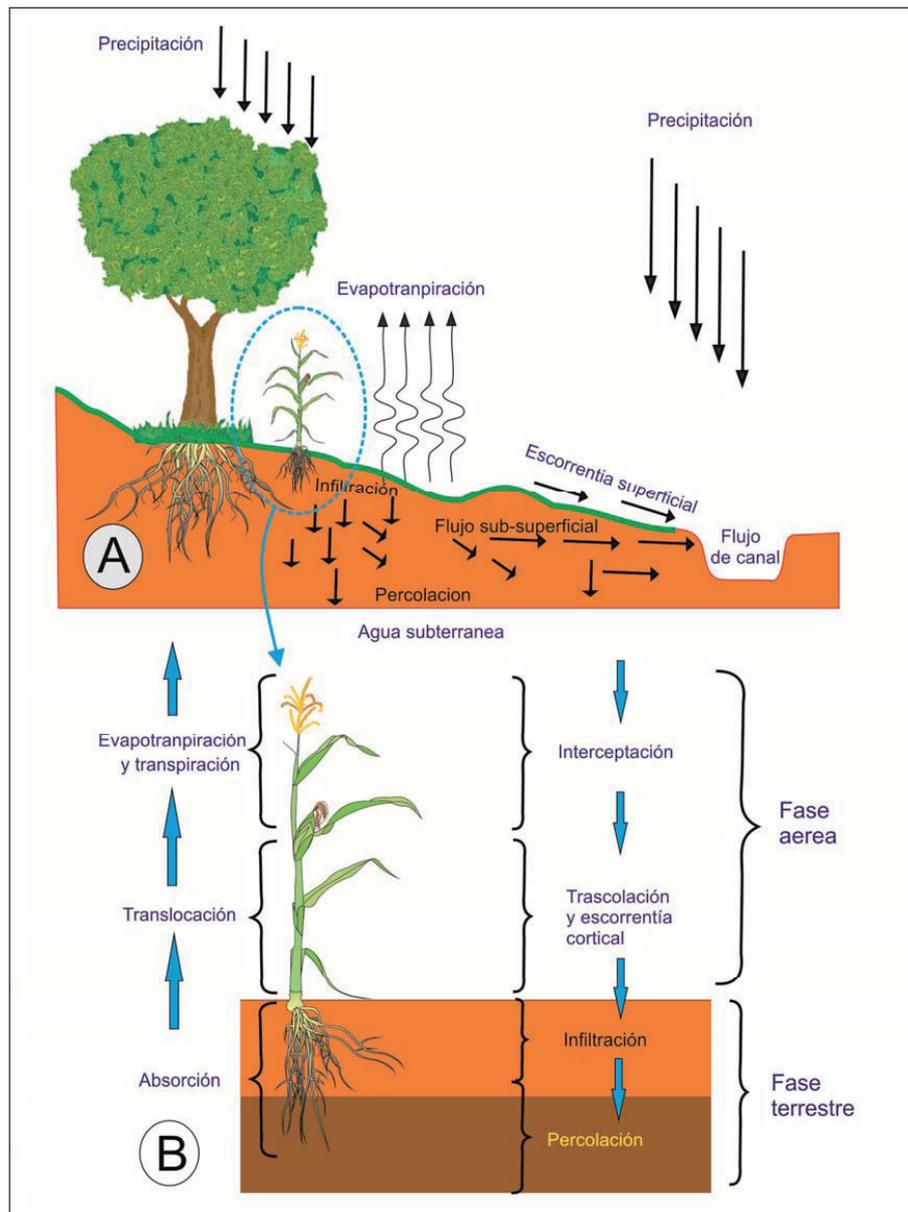
Desde el punto de vista cuantitativo, el régimen hídrico se representa por las ecuaciones del balance hídrico y del movimiento del agua.

El régimen hídrico del suelo es uno de los factores fundamentales en la formación de los suelos; de éste dependen muchas de las propiedades del suelo, y entre ellas la más importante: la fertilidad. El régimen hídrico determina en gran medida los regímenes de aire, térmico y de alimentación del suelo; por eso al mejorarlo con ayuda de una buena administración del recuso hídrico, con ayuda de aportes de agua (irrigación), es posible mejorar también estos regímenes.

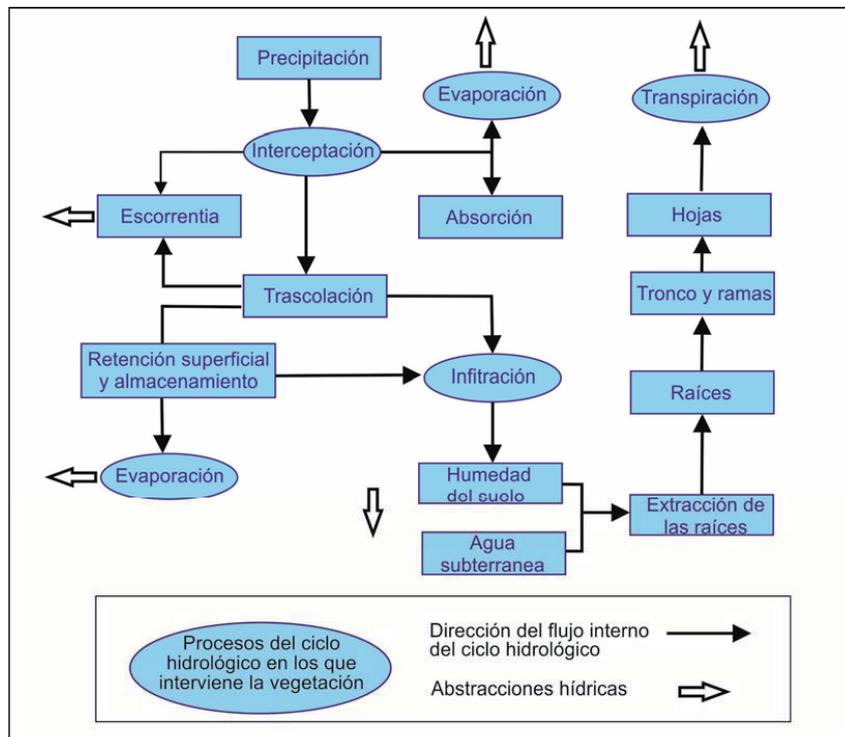
## **2.2. LA COBERTURA VEGETAL EN EL RÉGIMEN HÍDRICO**

La vegetación constituye un factor decisivo del ciclo hidrológico (DINGMAN, 1994; SHAW, 1994; WARD y ROBINSON, 1990), incluso en medios áridos y semiáridos (THORNES, 1994), porque condiciona tanto la evaporación, la infiltración y la escorrentía como la interceptación y la transpiración (Figuras 1 y 2). En realidad, la vegetación se adapta al régimen termo-pluviométrico y, a su vez, es un control de la respuesta ante los aportes de la precipitación.

EAGLESON (1982) sostiene que factores meteorológicos, vegetación y suelos evolucionan conjuntamente de manera que, en zonas mediterráneas, la vegetación se adapta para utilizar al máximo el agua almacenada en los suelos. La cubierta vegetal; situada entre la fase aérea (atmosférica) y terrestre del ciclo del agua (Figura 1), es uno de los principales partícipes (junto con la precipitación, la topografía entre otros) en la recarga hídrica de los suelos y de formación de escorrentía (CERDA, 1995; GALLART, *et al.*, 1997, 1998; BOIX FAYOS 1999), porque interviene directamente sobre la tasa de precipitación neta registrada en la superficie del suelo, sobre las tasas de infiltración de éste, sobre la redistribución del agua en el mismo y en las pérdidas por evapotranspiración.



**Figura 1.** Componentes del ciclo hidrológico terrestre. A: general; B: Intervención de la vegetación en el ciclo (= > Dirección del flujo).



**Figura 2.** Esquema del ciclo hidrológico de una superficie con vegetación (Adaptado de GREENWAY, 1987).

De esta manera, la vegetación, tanto por su intervención directa en la dinámica del agua como por sus propias necesidades de consumo, introduce un sub ciclo con una doble dirección (Figura 1 y 2). En primer lugar, interfiere en el proceso de entrada directa de la precipitación a la superficie (flujo descendente), por medio de la evaporación de parte del agua almacenada por interceptación, en la redistribución de la lluvia trascolada y en la capacidad de infiltración de los suelos. En segundo lugar, alimenta las pérdidas por transpiración al utilizar, en un flujo ascendente, el agua almacenada en el suelo, incluso en capas más profundas, que será liberada a la atmósfera como vapor de agua.

En otras palabras, la vegetación interviene en el ciclo del agua, de la siguiente manera:

Dentro de la mecánica de las superficies de almacenamiento del sistema (en contacto con la atmósfera y asociada con los suelos).

Como sistema biológico consumidor de agua (necesaria para el cumplimiento de sus funciones vitales) por medio de lo que se denomina el sistema suelo-vegetación-atmósfera (BARCELÓ COLL *et al.*, 1992).

### **2.2.1. LA VEGETACIÓN EN LA FASE ATMOSFÉRICA DEL RÉGIMEN HÍDRICO (Interceptación y evaporación)**

La interceptación (también llamado intercepción) es el proceso mediante el cual "la vegetación obstaculiza o detiene el flujo de precipitación en su camino hacia el suelo" (BELMONTE SERRATO y ROMERO DÍAZ, 1998a). Las pérdidas por interceptación pueden constituir una fracción significativa de la precipitación bruta.

Los factores que influyen sobre dichas pérdidas son: el tipo de precipitación, la disponibilidad de energía calorífica, la intensidad del viento y la capacidad de almacenaje de las plantas, la cual depende en gran medida de su estratificación, patrones de distribución espacial (MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE, 1996) y su grado de densidad superficial (el porcentaje de cubierta vegetal del suelo por unidad de superficie).

Diversos estudios muestran amplios rangos en el volumen de pérdidas por interceptación según tipos de plantas y cubiertas vegetales. Sin embargo, en la mayoría de casos se considera que la vegetación es un elemento reductor de la precipitación que finalmente alcanzará la superficie. En zonas con régimen de lluvias menos esporádicas, de mayor volumen de precipitación que España (Escocia, Holanda, Nueva Zelanda, NO de los Estados Unidos), las pérdidas oscilan entre el 10% y el 40%, dependiendo de las comunidades vegetales y regímenes de precipitación (TEKLEHAIMANOT *et al.*, 1991; KELLIHER *et al.*, 1992; DINGMAN, 1994).

La naturaleza de las zonas áridas y semiáridas (menor disponibilidad de lluvia, vegetación de bajo porte con baja densidad de distribución espacial) ha inducido, en algunos casos, a pensar que las pérdidas por evaporación directa de agua interceptada son poco importantes (JOHNS *et al.*, 1984). Sin embargo, estudios recientes (TROMBLE, 1988; NAVAR y RORKE, 1990) ofrecen valores no muy lejanos a las latitudes templadas y tropicales. En efecto, la interceptación en medios mediterráneos, bajo condiciones de laboratorio, puede superar incluso el 40% de la precipitación, dependiendo de la intensidad de lluvia y del tipo de especie (*Quercus coccifera*, *Pistacia lentiscus*, *Erica multiflora* y *Brachypodium retusum*) (DEROUICHE, 1996).

En condiciones de lluvia no simulada y con asociaciones de matorral con cubierta del 100%, la interceptación alcanza valores medios superiores al 30%, o mayores si está asociado con pinos (BELMONTE SERRATO y ROMERO DÍAZ, 1998b).

La vegetación, además de reducir la entrada de agua, también capta precipitaciones mediante la traslocación y el flujo cortical. Su importancia radica, por la redistribución de la lluvia que realizan, en los volúmenes aportados al suelo, induciendo a pensar en la adaptación de las especies vegetales como mecanismos colectores, canalizadores y almacenadores de agua. Son las especies herbáceas y arbustivas netamente mediterráneas las que mayor volumen de escorrentía cortical canalizan, hacia la base e inmediaciones del tronco, llegando, según BELMONTE SERRATO y ROMERO DÍAZ (1998b), hasta valores superiores al 40% de la precipitación anual.

Por tanto, en ecosistemas donde el agua es uno de los principales factores limitantes, algunas plantas presentan una morfología preparada para interceptar la lluvia y canalizarla desde las hojas, a través de los flujos corticales, hasta el sistema radicular, aprovechando de esta manera una gran cantidad de lluvia. Lo que explicaría las diferencias en las tasas de infiltración y contenidos de humedad del suelo por debajo de la biomasa de las plantas (THORNES, 1994; BELMONTE SERRATO *et al.*, 1996).

### **2.2.2. LA VEGETACIÓN EN LA FASE TERRESTRE DEL RÉGIMEN HÍDRICO (INFILTRACIÓN)**

El término infiltración alude al proceso de entrada vertical de agua en el suelo por debajo de la superficie (WARD y ROBINSON, 1990). La tasa máxima de agua que penetra o es absorbida por el suelo en un momento dado se denomina capacidad de infiltración. Para la formación de escorrentía, esta tasa es de singular importancia porque la saturación del suelo depende del equilibrio entre la intensidad de la lluvia y la tasa de infiltración. El proceso de infiltración es altamente variable en el espacio y el tiempo como consecuencia de la serie de factores que intervienen como la conductividad hidráulica, la pendiente y rugosidad, las características químicas del suelo, su contenido en humedad, la existencia de vegetación y de una capa superficial de materia orgánica, además de las modificaciones introducidas por el hombre en la superficie (DINGMAN, 1994). La combinación de todos estos factores impone la alta variabilidad espacial de la tasa de infiltración y de la humedad de los suelos. La variabilidad temporal depende en gran medida del régimen termoplumiométrico al que está sometido cada suelo.

De lo anterior se deduce que ante una intensidad de lluvia y con una velocidad de infiltración regida por una combinación de factores característicos de ese suelo, se pueden dar tres situaciones de formación de escorrentía directa:

No se produce escorrentía: la intensidad de precipitación es igual o menor que la tasa de infiltración y no supera la máxima capacidad de infiltración o almacenamiento del suelo.

Saturación desde arriba: se produce escorrentía al ser la intensidad de lluvia mayor que la tasa de infiltración.

Saturación desde abajo: se produce escorrentía al haberse saturado la capacidad máxima de infiltración del suelo, aunque la intensidad de precipitación no supera la tasa de infiltración.

De hecho, la vegetación produce un aumento de la permeabilidad y la capacidad de infiltración de los suelos por la presencia de raíces y aumento de la macroporosidad (GREENWAY, 1987). Estas propiedades están muy relacionadas con el tipo, estructura y densidad de la cubierta vegetal. FAULKNER (1990) demuestra la estrecha relación entre densidad de cubierta vegetal y tasa de infiltración. En sus experimentos, llevados a cabo en áreas semiáridas de Estados Unidos, las tasas de infiltración disminuyen con la reducción del porcentaje de cubierta vegetal, llegando en ocasiones a ser el doble en cubiertas del 100% que en las que no presentan porcentajes mayores al 39%, dichos resultados están en consonancia con los realizados en nuestros medios (CERDA, 1995).

Al parecer, semejante comportamiento no es lineal, alcanzándose un posible umbral de densidad de vegetación por debajo del cual la infiltración tendría comportamientos similares a la ocurrida sobre suelos desnudos (CERVERA *et al.*, 1992).

La estructura de la vegetación, asociada con el grado de cubierta, también incide en la infiltración y en el hidrograma de escorrentía. En situaciones de mayor biomasa existe una mayor infiltración, lo que provoca menores volúmenes de escorrentía, con un trazado de hidrograma suavizado y con tiempo inicial de respuesta retardado (FRANCIS y THORNES, 1992). Según MARTÍNEZ MENA *et al.* (1998) la presencia o ausencia de vegetación ayuda a comprender el tipo de escorrentía que se produce en cuencas mediterráneas, las cuales son:

De tipo hortoniano, por exceso de la tasa de infiltración (el tipo de escorrentía por saturación desde arriba), relacionado con una menor presencia de plantas.

Por saturación de la capacidad de infiltración (el tipo de escorrentía por saturación desde abajo), con presencia significativa de vegetación, densidad superior al 50%.

### **2.2.3. LA COMPONENTE BIOLÓGICA (TRANSPIRACIÓN)**

Al contrario que los procesos anteriores, la transpiración, "pérdida de agua de las plantas a través de las hojas en forma de vapor" (GUARDIOLA BARCENA y GARCÍA LUIS, 1990), se considera un activo factor biológico del ciclo del agua. Atiende la necesidad de consumo hídrico de las plantas para desarrollar sus funciones vitales.

Así, la transpiración constituye un flujo ascendente dentro del ciclo hidrológico activado por (y propio de) la vegetación (Figura 1B). En el proceso, además de un cambio de estado del agua, intervienen los diferentes componentes de las plantas: el agua es canalizada íntegramente desde el suelo (absorción por las raíces), pasando por el tronco y ramas (traslocación por medio del xilema) hasta la atmósfera (evaporación por transpiración en las cavidades estomáticas de las hojas).

Por tanto, la transpiración también afecta a la humedad de los suelos, a su contenido de humedad inicial y a la formación de escorrentía. Sus efectos son la disminución de los picos de crecida y los volúmenes de descarga (VILES, 1990). Ahora bien, depende a su vez de una serie de controles como: la radiación solar, la humedad relativa de la atmósfera circundante, la temperatura, el movimiento del aire y la disponibilidad hídrica del suelo (SUTCLIFFE, 1984; BARCELÓ COLL *et al.*, 1992).

En definitiva, estos factores, sometidos a las características limitantes de las sequías mediterráneas (coincidencia de los máximos térmicos con los mínimos hídricos), son los principales elementos de la adaptación de la vegetación al régimen termopluriométrico. De manera que las plantas se adaptan para maximizar, además de la captación de agua de precipitación (Figura 1.3), la absorción de las reservas del suelo por medio de un sistema radicular altamente especializado (GREGORY, 1989), que penetra hasta aquellas capas donde existe disponibilidad hídrica, sea en el suelo o en la roca madre (NAHAL, 1981).

### **2.2.4. USOS DEL SUELO CUBIERTA SUPERFICIAL Y RÉGIMEN HÍDRICO**

Las intervenciones del hombre en los usos del suelo modelan el paisaje y alteran la dinámica del ciclo hidrológico, puesto que afectan a los componentes del sistema anteriormente

analizados. LAMBIN (1997) distingue tres tipos de cambios introducidos en los ecosistemas por las actividades humanas:

La transformación de la cubierta superficial con procesos de alteración radical de lo existente como la deforestación y la urbanización.

La degradación de la superficie, sujeta a procesos como la erosión, salinización, contaminación de los suelos, etc.

La intensificación de los usos del suelo, mediante la introducción de nuevas técnicas de cultivo como la irrigación, la utilización intensiva de fertilizantes o la integración de diferentes actividades productivas.

En ocasiones, las prácticas agrícolas producen una mayor porosidad del terreno y una mayor capacidad de almacenaje hídrico del suelo, lo que conlleva una menor producción de escorrentía (REÍD *et al.*, 1990). Por el contrario, el abandono de cultivos (de máximo interés debido al éxodo rural de los decenios pasados) incrementa la susceptibilidad de los suelos al producirse un sellado superficial en ausencia del laboreo y de una capa de vegetación que proteja al suelo de los procesos erosivos (ROMERO DÍAZ *et al.*, 1998; LLORENS y GALLART, 1992; RUIZ FLAÑO *et al.*, 1992). Además el abandono de la actividad agrícola puede favorecer la rotura de terrazas u otros elementos de conservación que aumentarán las pérdidas de suelo por erosión. De todos modos, hay que tener en cuenta que en algunas ocasiones la regeneración es rápida, colonizándose el suelo primero por hierbas y después por arbustos. En estos casos, debido a la reducción del agua de escorrentía, la producción de sedimentos será muy baja (FRANCIS y THORNES, 1990) y aumentará, gracias a la regeneración de la vegetación y la estabilidad del suelo (RUIZ FLAÑO, 1993).

A modo de síntesis, las líneas de investigación atienden principalmente los procesos más asequibles a la escala de parcela experimental como la infiltración y la interceptación. Son menores, por la mayor complejidad del sistema, los estudios experimentales de transpiración (pues asocia un fenómeno biológico con procesos edáficos y climáticos) y de dinámica hídrica de suelos. Cuando se amplía la escala de trabajo al nivel de cuenca de drenaje, mayoritariamente la investigación se concentra en un solo aspecto de la cubierta superficial, considerándose sobre todo la alteración del régimen hídrico por incendios forestales y, en menor medida, zonas con tasas altas de urbanización.

## **2.3. EL AGUA EN EL SUELO**

### **2.3.1. IMPORTANCIA DEL AGUA (HUMEDAD) DEL SUELO**

El papel del agua del suelo en los primeros dos metros de la superficie de la tierra es ampliamente reconocido como un parámetro clave en numerosos estudios ambientales dentro de las ramas de la Meteorología, Hidrología, Edafología, Agricultura y cambio climático.

Aunque esta capa delgada de agua puede parecer insignificante cuando se compara a la cantidad total de agua sobre una escala global, es la pequeña capa de suelo la que controla la supervivencia de la agricultura y regula el reparto de la precipitación hacia la escorrentía y el almacenamiento del agua en la tierra. Además, el contenido de agua del suelo es una de las pocas variables hidrológicas directamente observables que desempeña un papel importante en los balances necesarios de agua y energía para estudios climáticos (JACKSON, 1993). Sin embargo, como resultado de la heterogeneidad de las propiedades del suelo, topografía, cubierta, evapotranspiración y precipitación, la humedad del suelo es muy variable tanto espacial como temporalmente (ENGMAN, 1991; WOOD, *et al.*, 1993; ALBERTSON y MONTALDO, 2003)

Una posibilidad operacional para predecir la variación temporal y la distribución espacial de los perfiles de humedad del suelo (ENTEKHABI y RODRÍGUEZ ITURBE, 1994) tendría numerosos beneficios en los campos de la Meteorología, Hidrología, Edafología, Agricultura y el seguimiento del cambio climático global. Algunos de los obvios beneficios en estos campos incluyen:

Estimaciones mejoradas de la ETP a través de la influencia sobre la distribución de la energía disponible en la superficie de la tierra hacia cambios de calor sensibles y latentes (ENTEKHABI *et al.*, 1993, 1994; JACKSON *et al.*, 1994; GIACOMELLI, 1995).

Pronóstico mejorado de las inundaciones a través de la influencia sobre la distribución de la precipitación entre escorrentía e infiltración (ENTEKHABI *et al.*, 1993; SU, *et al.*, 1995).

Beneficios económicos y de conservación de aguas a través de planteamientos de riego racional (JACKSON *et al.*, 1981; JACKSON, 1982; JACKSON *et al.*, 1987; SAHA, 1995).

Producción de un incremento de cosecha a través de óptimas condiciones de humedad del suelo antes de la siembra y durante la estación de crecimiento (TOPP *et al.*, 1980; JACKSON *et al.*, 1987; SAHA, 1995).

Beneficios económicos y ambientales de la selectiva aplicación de pesticidas para insectos y enfermedades que dependen de la humedad del suelo (ENGMAN, 1990).

Predicción de sequías prematuras (ENGMAN, 1990), seguimiento de sequía (JACKSON *et al.*, 1981; JACKSON *et al.*, 1987) y evaluación del impacto de la sequía sobre la producción agrícola (NEWTON *et al.*, 1983) para manejo de esquemas rurales subsidiarios.

Mejora en la predicción de la erosión a través de modelos mejorados hidrológicos y las relaciones entre erosión y zonas con escorrentía (BEECHAM, 1995; WESTERN *et al.*, 1997).

Seguimiento del cambio climático global a través de la persistencia del alto o bajo contenido de agua del suelo (ENGMAN, 1992).

### **2.3.2. EL AGUA CONTENIDA EN EL SUELO**

El suelo proporciona un soporte mecánico a las plantas, además en él se almacena agua y oxígeno que junto con los elementos nutritivos que contienen (minerales, materia orgánica) además de los microorganismos, constituyen la base fundamental para el desarrollo de las plantas.

El suelo está constituido por tres fases: sólida, líquida y gaseosa. La primera está constituida de partículas minerales y orgánicas, la que ocupa un volumen ( $V_s$ ), mientras que los poros del suelo ( $V_p$ ) están ocupados por la fase líquida ( $V_w$ ) y la gaseosa ( $V_a$ ). El volumen total del suelo ( $V_t$ ) es el volumen aparente que ocupa en condiciones de campo.

El agua está presente en el suelo de cuatro maneras diferentes:

Agua combinada químicamente: Es el agua de hidratación. No se considera al estudiar las propiedades físicas del suelo. No se elimina desecando en la estufa a punto de ebullición y no puede ser absorbida por las plantas.

Agua higroscópica: Agua fuertemente retenida en el suelo y no puede ser absorbida por la vegetación. Es el agua que se elimina tras haber desecado el suelo a temperatura ambiente elevada o a 105°C en estufa (Supone el 2-3% sobre el peso seco).

Agua capilar: Ocupa los espacios capilares del suelo. Se elimina desecando al aire. Es el agua que utilizan las plantas, pero no toda, sólo la que está en los poros de tamaño comprendido entre 0,2 y 0,8 micras (en poros <0,2 micras está fuertemente retenida).

Agua de gravitación: Ocupa los macroporos del suelo. Está sometida a la acción gravitatoria y escurre por drenaje hacia la profundidad. Sólo una pequeña parte puede llegar a ser aprovechada por las plantas: la que escurre lentamente.

Las plantas consumen agua de forma continua, mientras que de forma natural (lluvias) la reciben por medio del suelo de forma intermitente. El hecho de que las plantas puedan crecer de forma continua a pesar de ese desfase de consumo y aporte, se debe al papel del suelo como lugar de almacenamiento y retención del agua. En función de la humedad que contenga, el suelo puede estar saturado, a capacidad de campo o en el punto de marchitez. Un suelo está saturado cuando todos los poros están llenos de agua. El agua que drena libremente es el agua libre o agua gravitacional, que no es retenida por el suelo. El agua que no drena queda retenida en los microporos del suelo, luego la capacidad de retención de agua dependerá de la textura y estructura del suelo.

Desde el punto de vista agronómico, los contenidos de humedad críticos del suelo son los siguientes:

#### **2.3.2.1. CAPACIDAD DE CAMPO**

El almacenamiento de agua en el suelo es un fenómeno temporal propiciado su dinámica. Este hecho complica su descripción matemática, lo que significa que a lo largo del tiempo se introdujeran conceptos no totalmente correctos, pero aceptables desde el punto de vista práctico.

En la primera mitad del siglo XX, VEIHMEYER y HENDRICKSON (1949) introdujeron el concepto de “capacidad de campo” (CC) en un intento de cuantificar la capacidad de retención de agua en el suelo. La traducción hecha por REICHARDT (1988), lo define como “la cantidad de agua retenida por el suelo después de drenar el exceso y la tasa de movimiento descendente haya concluido o descendido significativamente, lo que generalmente ocurre después de dos o tres días de una lluvia o riego en suelos permeables de textura y estructura uniformes.”

El flujo de agua en el suelo depende de la conductividad del suelo y el gradiente de potencial. Según REICHARDT (1988) la principal causa de la reducción del flujo de drenaje es la drástica reducción de la conductividad hidráulica del suelo, lo que ocurre en tiempo relativamente corto (días). El gradiente de potencial total de agua puede acelerar la reducción de flujo, pero su actuación es bastante retardada y ocurre en un tiempo relativamente largo

(meses). Como resultado, teóricamente el flujo de drenaje en un suelo sin capa freática no cesaría hasta que el suelo estuviese completamente seco, conforme a lo explicado por JURY *et al.* (1991).

SILVA Y RIBEIRO (1997) realizaron un estudio detallado en campo y en laboratorio sobre la utilización y la estimación de la capacidad de campo utilizando dos tipos de suelos con características físicas y químicas muy diferentes, concluyendo que la capacidad de campo es un concepto ideal de un estado transitorio y dinámico que debe expresarse en forma dinámica, no por parámetros estáticos como determinados valores de potencial del agua en el suelo o relacionando la matriz de los suelos, pues éstos no presentan correlaciones que puedan ser sistematizados entre suelos, no debiendo ser adoptados.

En la determinación de la capacidad de campo muchas veces se ha asociado con un determinado potencial de agua en el suelo, generalmente con -33KPa, -10 KPa o -6 KPa, conforme a su clasificación textural del suelo, este hecho ignora su verdadero concepto, disminuyendo la certeza en su utilización (SILVA y RIBEIRO, 1997; TORMENA *et al.*, 1998 y NETTO *et al.*, 1999).

JONG VAN LIER (2000), estudiando índices de disponibilidad de agua para las plantas, hizo un análisis crítico sobre el concepto "capacidad de campo", observando que su definición necesita de criterios adicionales. El mismo autor sugiere la búsqueda de un nuevo índice dinámico de la calidad físico-hídrica del suelo, que implique las pérdidas por drenaje, considerando el tiempo en una determinada condición de evapotranspiración y el contenido de agua en el suelo, también la realización de estudios relacionando a la conductividad hidráulica del suelo con las condiciones de humedad alrededor de las raíces y la producción vegetal.

#### **2.3.2.2. PUNTO DE MARCHITEZ PERMANENTE**

El punto de marchitez permanente (PMP) indica la humedad del suelo en la zona radicular cuando una planta se marchita y no se recupera cuando se coloca en una atmósfera saturada de humedad durante 12 horas. Este valor de humedad corresponde a un potencial matricial de -15 atmósferas. El término PMP debe ser considerado al igual que la capacidad de campo, como un intervalo de porcentajes de agua en el cual la velocidad de suministro de agua del suelo a la planta no es suficientemente elevada como para impedir su marchitez.

### **2.3.2.3. AGUA ASIMILABLE**

Cualitativamente se define como la parte de agua del suelo que puede ser absorbida a un ritmo adecuado para permitir el aireamiento normal de las plantas que viven en el suelo. Cuantitativamente se define como la cantidad de agua retenida en un suelo entre las humedades correspondientes a los puntos de la CC y el PMP.

### **2.3.3. MOVIMIENTO DEL AGUA EN EL SUELO**

#### **2.3.3.1. IMPORTANCIA DEL MOVIMIENTO DEL AGUA EN EL SUELO**

La profundidad y velocidad de infiltración del agua dependen del contenido de ésta en el suelo. Cuanto más húmedo está un suelo, tanto más rápido y a mayor profundidad penetra el agua (TSCHAPEK, 1969).

La mayoría de los procesos que involucran a los factores suelo-agua interaccionan en el campo, particularmente el flujo de agua en la zona radicular de las plantas de cultivo, esto ocurre mientras el suelo está en condición no saturada (HILLEL, 1982).

El flujo no saturado es un proceso complicado y dificultoso de describir cuantitativamente, ya que éste a menudo está vinculado a cambios en el estado y contenido de agua en el suelo durante el flujo. Tales cambios involucran complejas relaciones entre las variables de suelo mojado, succión y conductividad, cuyas interrelaciones pueden ser además afectadas por la histéresis (GAVANDE, 1972; HILLEL, 1982).

Según Child *et al.* (1969), citados por BAVER y GARDNER (1973), el agua del suelo rara vez está en reposo y la dirección y rapidez de su movimiento son de fundamental importancia en muchos procesos que tienen lugar en el suelo.

Para buscar un equilibrio dentro del sistema, el agua se mueve de zonas de mayor potencial hacia zonas de menor potencial, procurando alcanzar un estado de energía mínima. La planta absorbe agua porque su potencial es menor que el del suelo. En este proceso absorbe nutrientes y luego el agua pasa hacia la atmósfera, que tiene un potencial aún más negativo. Dentro de la planta, el agua participa en las reacciones bioquímicas y como medio de transporte, por lo que su movimiento en el sistema suelo-planta-atmósfera hace que esté ligado al desarrollo de la vida (MURAOKA y TZI, 2000).

### 2.3.3.2. FACTORES QUE INFLUYEN EN EL MOVIMIENTO DEL AGUA EN EL SUELO

El suelo es un sistema poroso compuesto de partículas de diferentes tamaños agrupadas según determinadas características. Estas características tienen mucha influencia en el movimiento y en la cantidad de agua que puede ser almacenada en el suelo (CRAIG, 1978; MURAOKA y TZI, 2000).

#### 2.3.3.2.1 TEXTURA Y POROSIDAD DEL SUELO

La textura está determinada por la distribución relativa de las partículas minerales del suelo, según su tamaño: arena, limo, y arcilla. La proporción de las tres fracciones determina la clase textural del suelo. Varias de las combinaciones de estas partículas ocurren naturalmente en los suelos (WILLIAM *et al.*, 1991; PACHEPSKY *et al.*, 2000).

La conductividad de agua en el suelo describe la funcionalidad de un sistema poroso (ELLIES *et al.*, 1997; PACHEPSKY *et al.*, 2000), ya que está influenciada fundamentalmente por el tamaño, forma y orientación de los poros por los que fluye el agua (TSCHAPEK, 1969).

La clasificación de los poros se basa en los valores de tensión de las constantes hídricas (Tabla 1)

**Tabla 1.** Clasificación de los poros del suelo según su tamaño y tensión de retención de agua.

Tipo de Poro	Tamaño de los poros	Tensión (hPa)
Poros de drenaje rápido	> 50 micrones	0 – 60
Poros de drenaje lento	50 - 10 micrones	60 - 330
Poros de agua útil	10 – 0.2 micrones	330 – 15000
Poros de agua inútil	< 0.2 micrones	> 15000

Fuente: HARTGE (1971)

La textura del suelo tiene mucha influencia en la frecuencia y cantidad de agua a aplicar en un riego; lo que, entre otras cosas, se debe a que las partículas finas tienen mayor superficie específica, por lo que pueden retener más agua (HARTGE, 1971; MURAOKA y TZI, 2000).

Un suelo arenoso saturado puede conducir agua más rápidamente que un suelo arcilloso. Sin embargo, en la situación opuesta, cuando el suelo no esté saturado, puede ocurrir lo contrario. En un suelo con poros grandes, estos poros rápidamente son vaciados y pueden hacerse no conductores y mientras tanto desarrollan succión. De este modo decrece la alta conductividad que poseía inicialmente. En un suelo con poros pequeños, por otro lado, muchos de los poros retienen y conducen agua incluso a apreciables succiones, de modo que la conductividad hidráulica no decrece tan bruscamente y puede realmente ser mayor que la de un suelo con poros grandes sujeto a igual succión (KOOOREVAAR *et al.*, 1983; HILLEL, 1982; WILLIAM *et al.*, 1991).

En el campo, la mayor parte del tiempo los suelos están en condiciones no saturadas y quizás gran parte del tiempo sucede que el flujo es más apreciable y persistente en suelos arcillosos que en suelos arenosos (HARTGE, 1978; HILLEL, 1982).

Bajo condiciones de valores bajos de potencial mátrico (suelo muy seco) la adsorción es más importante, siendo de esta forma afectada por la textura y la superficie específica del material (MURAOKA y TZI, 2000).

#### **2.3.3.2.2. LA ESTRUCTURA DEL SUELO**

Es el arreglo de las partículas del suelo y la adhesión de las partículas menores para formar partículas mayores o agregados. La permeabilidad del suelo al agua, al aire y la penetración de las raíces es influenciada primariamente por la estructura del suelo; además, es una propiedad bastante dinámica por su variación en el tiempo, debido al manejo del cultivo, manejo de la materia orgánica, etc. El espacio entre los agregados define el tamaño y forma de los macroporos, donde el agua del suelo se almacena y se mueve (TSCHAPEK, 1969; MURAOKA y TZI, 2000).

Una de las propiedades que posee la estructura es que incide sobre el movimiento del agua en el suelo; la capacidad de formar estructura del suelo provoca un aumento en la porosidad secundaria, la cual favorece los movimientos de agua durante la infiltración y los movimientos en fase saturada (GAVANDE, 1972; CRAIG, 1978).

ELLIES *et al.* (1997), señalan que el manejo agropecuario del suelo, la intensidad de uso y el tiempo de utilización del suelo desde su incorporación a la actividad agropecuaria modifica su estructura.

Debido a que la conductividad hidráulica en fase saturada depende en gran medida de la forma y continuidad del sistema poroso, ésta varía fuertemente de un sitio a otro y difiere también para las distintas orientaciones dentro del suelo (ELLIES *et al.*, 1997).

Cuando los valores de potencial mátrico son altos (suelo muy húmedo), existe un mayor efecto de la estructura del suelo, debido a la participación de los poros secundarios en el movimiento del agua, la capilaridad y la distribución del tamaño de los poros (MURAOKA y TZI, 2000).

En relación a la importancia de la estructura en la distribución y tamaño de los poros, en términos de porosidad total, las arcillas son mucho más porosas que las arenas; sin embargo, los poros son tan pequeños que, en ausencia de una estructura o agregación bien desarrollada, se afecta el movimiento del aire y agua a través del suelo (GAVANDE, 1972).

#### **2.3.3.2.3. CONTENIDO DE AGUA EN EL SUELO**

La conductividad hidráulica es afectada o depende de las características del sistema poroso, dadas por la porosidad total, la tortuosidad de la geometría del poro del suelo y la distribución y tamaño de los poros (HILLEL, 1982).

Según KOHNKE (1968), la conductividad de líquidos en el suelo depende de la sección de los poros de éstos. La sección conductora de los poros es una propiedad que depende del contenido de agua del suelo. En un suelo saturado el movimiento es constante, por no cambiar el gradiente y la sección media de los poros conductores. Normalmente, en suelos agrícolas el movimiento del agua es en fase no saturada; de ahí que constantemente cambia el monto y sentido del movimiento del agua en el suelo, debido a cambios de gradientes y sección media de poros conductores.

Tanto la infiltración como la permeabilidad están íntimamente relacionadas con el tamaño de los poros y la estabilidad de las unidades estructurales (HILLEL, 1982). Según GAVANDE (1972), en suelos que tienen poros grandes, la infiltración puede ser alta inicialmente. Sin embargo, la velocidad de la infiltración bajará tan pronto como las grietas grandes se llenen; luego, el suelo se hincha y la velocidad puede llegar hasta valores cercanos a cero, como el caso de un suelo arcilloso. En un suelo franco arenoso, la velocidad de infiltración inicial descende en forma brusca al principio.

Si en un suelo el contenido de agua disminuye, se vacían primero los poros grandes y el agua es retenida firmemente en los poros pequeños (HILLEL, 1982). Numerosas son las fuerzas que actúan sobre el agua en el suelo; fuerza gravitacional, la atracción de las superficies sólida etc., en suma existe una gran variedad de fuerzas y direcciones en las cuales ellas actúan, lo que describe una cadena de fuerzas en el suelo y lo que dificulta el movimiento del agua (TAYLOR, 1972). En suelos con alta proporción de porosidad gruesa, la conductividad disminuye cuando el tamaño de los poros decrece. Pero, para suelos con porosidad fina, la conductividad aún es relativamente alta para tensiones medias a altas (KOHNEKE, 1968).

#### **2.3.3.2.4. EL CLIMA**

La conducción de agua en el suelo varía con el gradiente hidráulico. Este, a su vez, varía con las condiciones climáticas y el uso- consumo por parte de las plantas (ELLIES y VYHMEISTER, 1981).

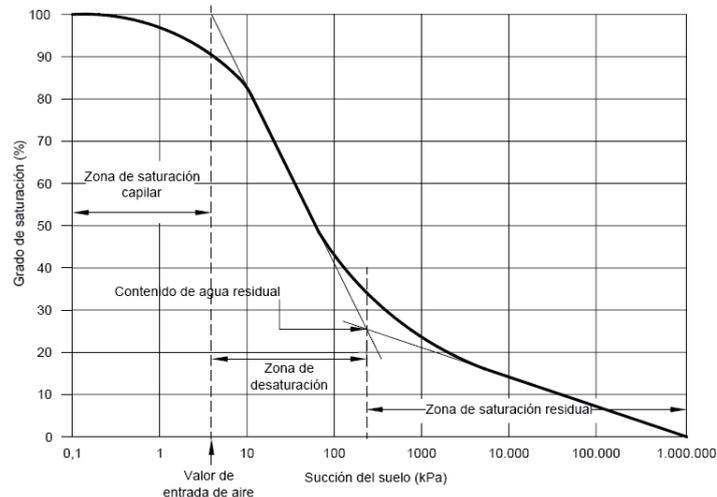
De la cantidad de precipitación dependerá el contenido de agua en el suelo, lo que determinará su grado de saturación. En un suelo, el agua puede estar descendiendo y ascendiendo a un mismo tiempo. El punto donde se encuentra el quiebre del movimiento oscila estacionalmente, de acuerdo a las fluctuaciones climáticas (GAVANDE, 1972).

#### **2.3.3.3. CURVA CARACTERÍSTICA DE HUMEDAD DEL SUELO**

La curva característica o llamada también curva de retención de agua del suelo, relaciona el contenido de agua de un suelo con la succión (tensión). Este contenido de agua es generalmente representado por el contenido de humedad gravimétrica,  $w$ , el contenido de humedad volumétrico,  $\theta$ , o el grado de saturación,  $S_r$ .

Para obtener la curva de retención de agua del suelo, se debe medir la succión para potenciales próximos a cero (contenidos de humedad altos) en muestras inalteradas de suelo, ya que a esos potenciales, el efecto de la estructura predomina en la retención del agua sobre el efecto de la textura. Para contenidos bajos de humedad, se puede medir la succión en muestras alteradas, ya que en este caso predomina el efecto de la textura frente al de la estructura.

La curva de retención de agua del suelo presenta tres regiones, las cuales están definidas en función del proceso de saturación del suelo (Figura 3). Estas tres regiones están descritas a continuación (SILLERS *et al.*, 2001):



**Figura 3.** Regiones de la curva característica de agua del suelo (SILLERS *et al.*, 2001)

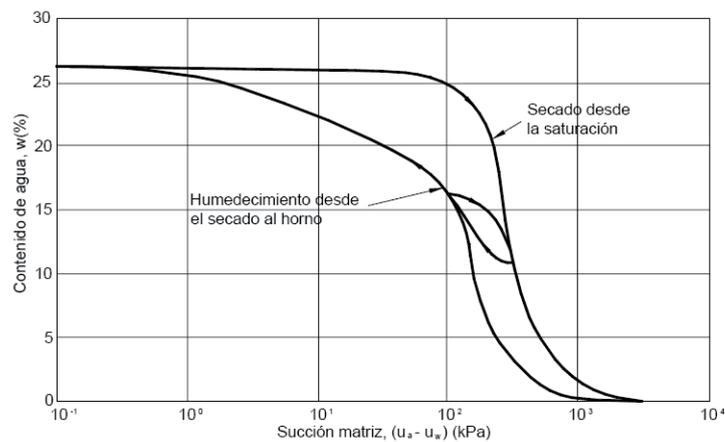
Zona de saturación capilar. En esta zona la presión de poros-agua es negativa y el suelo se encuentra esencialmente saturado debido a las fuerzas de capilaridad. El límite de la zona de saturación capilar es conocido como el valor de entrada de aire o presión de burbujeo. El valor de entrada de aire del suelo es el valor de succión que se debe exceder para que los poros más grandes del suelo comiencen a drenar y el aire empiece a ocupar los poros del suelo.

Zona funicular o de desaturación. En esta zona el agua que se encuentra dentro los poros es desplazada, de manera progresiva por el aire. La zona de desaturación termina en el contenido de agua residual, donde el agua dentro los poros se torna esencialmente inmóvil de la estructura del suelo y donde los incrementos en la succión no producen un descenso significativo del contenido de agua.

Zona de saturación residual. En esta zona el agua se mantiene fija y el movimiento de humedad principalmente ocurre como flujo de vapor. Existe una baja conductividad hidráulica de agua a través de los poros. La zona de saturación residual termina en condiciones de contenido de agua cero, que corresponde a una succión de 1000 000 kPa (CRONEY y COLEMAN, 1961).

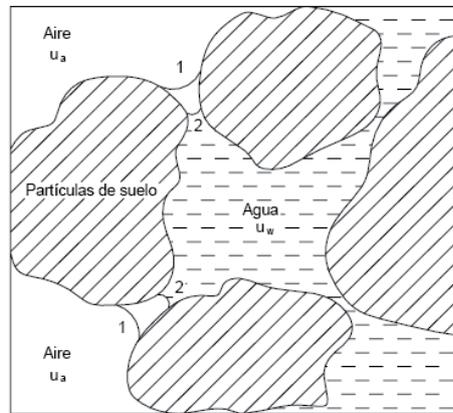
Por otro lado, las características de retención en un suelo bajo diferentes succiones matrices reflejan el tamaño y la distribución de las estructuras de los poros en un suelo (RAHARDJO y

LEONG, 2003), es por ello que la forma de la curva de retención puede ser empleada para describir la variación del coeficiente de permeabilidad en un suelo, o la variación de la resistencia al corte ofrecida por el suelo. Con referencia al cambio de volumen en suelos no saturados, la succión matriz desempeña un papel similar al de la curva de consolidación, y al igual que ésta sufre el fenómeno de la histéresis. El fenómeno de histéresis se refiere a la diferencia entre valores medidos, producto de las diferentes trayectorias de esfuerzos (Figura 4). Para un potencial mátrico dado, la cantidad de agua retenida por un suelo es mayor cuando el suelo se encuentra en proceso de desecación que cuando se encuentra en uno de humedecimiento.



**Figura 4.** Curva de retención con fenómeno de histéresis (CRONEY y COLEMAN, 1961).

El fenómeno de la histéresis ha tratado de ser explicado mediante diferentes hipótesis, se puede citar a la referida a los meniscos de interface suelo - agua, formulada por WHEELER *et al.* (2003). La Figura 5 muestra un vacío lleno de agua, con interfaces curvas separando el agua en el vacío del aire dentro de los dos vacíos contiguos. A medida que la succión es incrementada durante un proceso de secado, el radio de curvatura de las interfaces decrece, y las interfaces se mueven de la posición 1 a la posición 2 en la Figura 5. Este movimiento de las interfaces es modelado como un proceso reversible (i.e. proceso elástico). Si la succión es incrementada más allá de un valor crítico, el aire entrará en el vacío, y el agua será desplazada en los vacíos contiguos llenos de agua. La irrupción del aire en el vacío es un proceso no reversible (i.e. proceso plástico), debido a que el vacío no se llenará inmediatamente con agua si la succión es reducida.



**Figura 5.** Movimiento de la interfaz aire-agua (WHEELER *et al.*, 2003)

### 2.3.4. TRANSPORTE DEL AGUA EN EL SUELO

#### 2.3.4.1. LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA

La conductividad hidráulica o habilidad del suelo para transmitir agua es importante para conocer el movimiento del agua hacia las raíces de las plantas, la entrada de agua en el suelo y el flujo de agua de drenaje, entre otras situaciones (DIRKSEN, 1999).

Las fuerzas impulsoras que participan en el transporte del agua en el suelo son el gradiente y el potencial hidráulico. Henry Darcy fue el primero que estudió el movimiento del agua en materiales porosos saturados. Asimismo verificó que la intensidad del flujo del agua es proporcional al gradiente del potencial hidráulico dentro del suelo. Su ecuación fue más tarde adaptada para suelos no saturados por Buckingham en 1907 y Richardsen 1928 (GAVANDE, 1972; DIRKSEN, 1999; MURAOKA y TZI, 2000).

La conductividad hidráulica no es una propiedad que dependa exclusivamente del suelo. Depende también de los atributos de los fluidos que circulan en él (HILLEL, 1982).

La transmisión de los líquidos a través de sistemas porosos sólidos depende de la permeabilidad intrínseca, que es función del arreglo geométrico de las partículas, la cual determina las características del espacio poroso; además depende de la humedad del suelo, la densidad y viscosidad del fluido y la aceleración de la gravedad. La viscosidad y densidad de la solución del suelo dependen de la temperatura, presión, concentración de sales solubles y

agua en el suelo, lo cual determina la interacción entre el líquido y la superficie del sólido (MURAOKA y TZI, 2000).

#### 2.3.4.1.1. CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA EN FASE SATURADA

La conductividad hidráulica saturada es un parámetro esencial en el análisis y modelos de flujo del agua y transporte químico en el suelo. Expresa la capacidad de un suelo saturado para transmitir agua (IVERSEN *et al.*, 2001).

El movimiento de agua en suelos saturados consiste en un movimiento relativamente rápido a lo largo de los macro poros y un movimiento lento a través de los poros pequeños en la matriz del suelo (WILLIAM *et al.*, 1991; IVERSEN *et al.*, 2001).

Este flujo saturado en el suelo ocurre cuando el agua no está bajo tensión y todos o la mayoría de los poros están completamente llenos de agua (HILLEL, 1982; KOOREVAAR *et al.*, 1983; KOHNKE, 1968).

Los primeros pasos para explicar el fenómeno del movimiento del agua fueron dados por Darcy. Este autor se basa fundamentalmente en la conductividad hidráulica ( $K$ ) y el potencial ( $\psi$ ):

$$Q = K \times \frac{\Delta\psi}{\Delta L} \quad (1)$$

Donde:

$Q$  = caudal o flujo por unidad de área.

$L$  = distancia.

La aproximación de Darcy describe el flujo de agua en una sola dirección con potencial constante; pero en el suelo los potenciales ( $\psi$ ) no se mantienen constantes y la dirección y el movimiento del agua es multidireccional (HARTGE, 1971).

#### 2.3.4.1.2. CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA EN FASE NO SATURADA

Los suelos en los cuales el volumen de poros está sólo parcialmente lleno de agua son llamados no saturados. La conductividad hidráulica de un suelo no saturado es más pequeña que aquella de un suelo saturado; esto se debe a que sólo los poros que contienen agua pueden contribuir al flujo de la misma (KOOREVAAR *et al.*, 1983).

La conductividad hidráulica en fase no saturada es una de las propiedades hidráulicas del suelo que requieren más tiempo para ser medidas (HILLEL, 1982; IVERSEN *et al.*, 2001; WALLACH *et al.*, 1992).

Esta conductividad hidráulica en fase no saturada depende del gradiente hidráulico y de la sección media de los poros conductores; de ahí que al secarse un suelo disminuye la sección de poros conductores y con ello la conductividad hidráulica (BAVER y GARDNER, 1973). De esta manera, la velocidad del flujo no saturado depende del tamaño de los poros que están activos y de la tensión con que el agua está retenida (WILLIAM *et al.*, 1991).

En algunas situaciones, la conductividad domina completamente procesos importantes de flujo. Para entender lo que ocurre en el flujo no saturado, es esencial conocer la fuerte relación de dependencia de la conductividad con el contenido de agua o con el espesor de las películas de agua (BAVER y GARDNER, 1973; TAYLOR, 1972).

Los métodos para la determinación de la conductividad hidráulica se agrupan según condiciones de humedad del suelo: saturación y no saturación, para este caso nos referiremos sólo a los métodos en suelos no saturados, los cuales se dividen en: de campo y laboratorio. Sin duda la determinación in situ de la conductividad hidráulica en fase no saturada es la que mejor refleja las condiciones de campo (DIRKSEN, 1999).

El movimiento de agua en los suelos no saturados es materia de interés para el estudio de las relaciones suelo-planta, recuperación de suelos y calidad del medioambiente. El agua no solamente se infiltra y se almacena para uso futuro, sino también se mueve de un suelo no saturado a las raíces de las plantas, y a los sitios de evaporación, o bien se pierde por percolación profunda (GAVANDE, 1972; HILLEL, 1982).

## 2.4. DETERMINACIÓN DEL CONTENIDO DE AGUA EN EL SUELO

La estimación de la humedad de un suelo es importante en el área agrícola y forestal, en los ámbitos de investigación y para el adecuado manejo del riego. El contenido de humedad en el suelo se puede determinar de forma directa por gravimetría o volumetría.

Sin embargo, en la actualidad existen diversos métodos indirectos para la medida del agua del suelo, en los que el contenido de humedad se obtiene mediante una relación calibrada con alguna otra variable medible. Éstos pueden clasificarse en métodos volumétricos (aquellos que dan estimaciones de la humedad volumétrica del suelo) y métodos tensiométricos (aquellos que lo hacen de la tensión o potencial del suelo). Los métodos tensiométricos indican por tanto la energía necesaria para extraer el agua de los poros. Sin embargo, es posible convertir esta variable en contenido volumétrico de humedad mediante la curva característica del suelo. Por el contrario, los métodos volumétricos permiten conocer lo "lleno" que está el suelo y, expresando la humedad en términos de profundidad, ésta puede ser comparada con otras variables hidrológicas como la lluvia, evapotranspiración, riego, etc. (MUÑOZ-CARPENA *et al.*, 2005).

### 2.4.1. MÉTODO GRAVIMÉTRICO O DIRECTO

El método básico de determinación del contenido en agua de los suelos es el gravimétrico. Muestras de suelo, de peso o volumen conocido, son recogidas y secadas en estufas, a 100 - 105°C hasta peso constante.

Si la determinación se refiere a la masa de suelo seco en estufa se obtiene la "humedad gravimétrica".  $\theta_g(\%)$ . que está determinada por la siguiente expresión:

$$\theta_g (\%) = \frac{\text{Masa de agua}}{\text{Masa suelo seco}} \times 100 = \frac{Ma}{Ms} \times 100 \quad (2)$$

Obtenida la humedad gravimétrica se puede calcular el contenido en agua de un perfil, hasta una profundidad determinada, descomponiendo el perfil en un número determinado de subperfiles (i) en los que la humedad se considere homogénea. Para cada uno de los subperfiles se puede aplicar la expresión:

$$C_i = S \times P_i \times d_i \times \theta_{g_i} \quad (3)$$

Donde:

$C_i$  = cantidad de agua contenida en el subperfil  $i$  de superficie  $S$  ( $m^3$ )

$S$  = superficie ( $m^2$ )

$P_i$  = altura del subperfil considerado (m)

$d_i$  = densidad aparente ( $g.cm^{-3}$ )

$\theta_{g_i}$  = humedad gravimétrica (%)

Para el conjunto del perfil con  $n$  subperfiles, la expresión sería:

$$C = S \times \sum_{i=1}^n P_i \times d_i \times Hg_i \quad (4)$$

Sin embargo, cuando la referencia es el volumen de agua por volumen de suelo, el contenido en agua será expresado como "humedad volumétrica"  $\theta_v$  % que está definida por la siguiente expresión:

$$\theta_v = \frac{\text{Volumen de agua}}{\text{Volumen total del suelo}} \times 100 = \frac{V_a}{V_t} \times 100 \quad (5)$$

Como normalmente se considera que la densidad del agua es igual a la unidad, basta multiplicar el valor de  $\theta_g$  (%) por la densidad aparente del suelo para encontrar el valor de  $\theta_v$ (%).

#### ***Desventajas***

- Son métodos destructivos, laboriosos, lentos (mínimo dos días) y no permiten repetir la estimación en un mismo punto. El método puede exigir parcelas demasiado grandes para soportar el número de repeticiones que se necesite.
- Los mayores problemas relacionados con la utilización del método gravimétrico se refieren a la cantidad de muestras necesarias para definir el contenido en humedad de todo el perfil a ser estudiado y los consecuentes trastornos que producen en los cultivos situados en las parcelas muestreadas.

***Ventaja:***

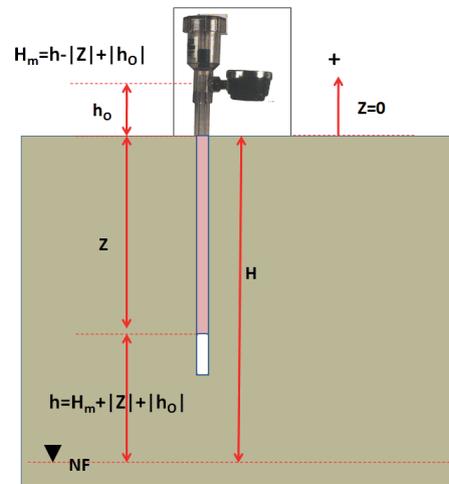
- Son métodos exactos, precisos ( $\pm 0,01 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ )
- Relativamente baratos

**2.4.2. MÉTODOS INDIRECTOS**

Como alternativa al método gravimétrico, se han desarrollado una serie de métodos y equipos que permiten la determinación del contenido en agua de los suelos de forma indirecta. En realidad lo que se mide en los procesos indirectos no es el contenido en humedad del suelo, sino algún efecto relacionado con él, siendo necesario, para la mayoría de los métodos, una curva de calibración que permita relacionar el valor obtenido con el contenido en agua existente en el suelo. Entre los métodos indirectos de determinación del contenido en agua de los suelos se destacan:

**2.4.2.1. TENSÍOMETROS**

***Principio:*** El tensiómetro es un tubo lleno de agua desgasificada que, insertado verticalmente en el suelo, une hidráulicamente el vacuómetro de su extremo superficial con el agua del suelo a través de la cápsula de porcelana porosa situada en su extremo inferior. El agua del suelo transmite su tensión a la columna de agua del tensiómetro produciendo un desplazamiento del agua del interior hacia el suelo. El agua de la columna a su vez tira del mecanismo del vacuómetro produciendo el desplazamiento mecánico de la aguja del dial (vacuómetro de Bourne), una depresión en la columna del manómetro de mercurio, o un impulso eléctrico a través de un transductor de presión (Figura 6).



**Figura 6.** Esquema del tensiómetro

El vacuómetro del tensiómetro da una lectura  $H_m$  que no es igual al potencial de presión en la cápsula ( $h$ ), ya que entre ambos hay una columna de líquido de una longitud determinada (Figura 6). El líquido en el tubo entre la cápsula y el vacuómetro está en equilibrio hidrostático y por lo tanto la presión en el tubo aumenta linealmente con la profundidad de manera que el potencial de presión en la cápsula del tensiómetro será:

$$h = H_m + |z| + |h_0| \quad (6)$$

Cuando se añade agua al suelo la succión decrece, parte del agua entra en la cápsula produciendo una subida del nivel del agua en el tubo que se transmite al manómetro como una bajada de succión.

Nótese que, como el líquido del tensiómetro está en equilibrio estático, si se considera el plano de referencia en la superficie del suelo ( $z > 0$  hacia arriba), el potencial hidráulico en la cápsula será.

$$H = h + z = H_m + |h_0| \quad (7)$$

Si  $h_0$  se puede despreciar, entonces tenemos que  $H \approx H_m + 0 = H_m$  (el potencial medido en el vacuómetro es igual al potencial hidráulico). Además, si tuviéramos dos tensiómetros A y B con los vacuómetros a la misma altura sobre el suelo ( $h_{0A} = h_{0B}$ ), la diferencia de potencial hidráulico entre ellos sería la diferencia entre las lecturas de sus vacuómetros:

$$\Delta H = H_A - H_B = H_{mA} - H_{mB} \quad (8)$$

**Descripción:** El tensiómetro consta de un tubo de plexiglás normalmente transparente, con un extremo en el que se encuentra la cápsula de porcelana porosa y en el otro un tapón y el mecanismo del manómetro. El interior se llena con agua desgasificada hasta por encima del punto de inserción del vacuómetro.

**Uso:** Previo a su instalación hay que proceder a saturar la cápsula y eliminar el aire que pudiera quedar almacenado en el vacuómetro, las paredes del tubo y la cápsula. Esto se realiza llenando el tensiómetro con agua desgasificada y sumergiendo la cápsula en agua. Al mismo tiempo se hace vacío varias veces con una bomba de succión para purgar el aire. Durante la instalación hay que asegurarse de que se produzca un contacto íntimo entre la cápsula y el suelo circundante. Esto se suele hacer perforando en el suelo con una barrena un agujero vertical de un diámetro próximo al del tubo (5 cm suele ser suficiente). La tierra extraída se tamiza y se mezcla con agua preparando un barro fino que se coloca en el fondo del agujero donde se introduce la cápsula. El resto del espacio se rellena con suelo normal. En el cuello del tensiómetro, en la superficie se puede colocar un anillo de bentonita u otro material impermeable para evitar que el agua de la superficie se introduzca hasta la cápsula por las paredes exteriores de tubo.

**Desventajas:**

- Requieren estar permanentemente enterrados en el suelo.
- Necesitan revisión y rellenado frecuente. Si el nivel del líquido cae por debajo del punto de inserción del manómetro (lo que puede pasar en periodos secos si no se revisan con frecuencia) hay que sacarlos del suelo y empezar el proceso de instalación desde el principio.

- Los vacuómetros de Bourne no son muy precisos, pero este inconveniente se puede superar con transductores de presión.
- La lectura es de potencial del suelo y no del contenido de humedad. Para conocerlo hay que disponer de una curva de succión. El fenómeno de histéresis en la curva de succión del suelo puede introducir errores en las lecturas según se haga la lectura durante el secado o mojado del suelo.
- Trabaja sólo en el rango útil de 0 a -80 kPa (-0,80 bar).
- Tiempo de respuesta lento.
- No es recomendable con sistemas de riego de baja frecuencia.
- En suelos expansibles la cápsula puede perder contacto con el suelo, por lo que habría que instalarlo nuevamente.

***Ventajas:***

- Es una medida directa y muy intuitiva del potencial del suelo.
- Zona de influencia: esfera de hasta 10 cm de radio.
- En general no tiene consumo eléctrico.
- Su lectura se puede automatizar con transductores de presión y un equipo registrador.
- No se ve afectado por la salinidad del suelo, debido a que las sales pueden moverse libremente a través de la cápsula.
- Su instalación y mantenimiento no resultan especialmente difíciles.
- Precio reducido.

**2.4.2.2. BLOQUES DE RESISTENCIA ELÉCTRICA (MEDIDA DE  $\Phi_p$ )**

***Principio:*** La resistencia eléctrica entre dos electrodos dentro de un bloque de material poroso con un electrolito (p.ej. solución de sulfato cálcico) está relacionada con el contenido de humedad de éste. Así, cuando se equilibra (enterrándolo) con la solución del suelo en condiciones en las cuales tanto agua como solutos son intercambiados, el potencial mátrico del bloque será igual al del suelo circundante. Aplicando un pequeño voltaje de corriente

alterna entre los electrodos se mide la resistencia eléctrica del bloque (función de su contenido de agua), mediante la cual se calcula su potencial mátrico a través de una relación previamente calibrada. El efecto de la conductividad eléctrica de la solución del suelo queda amortiguado (hasta cierto nivel) mediante la solución de sulfato cálcico. Inicialmente, los bloques utilizados eran de yeso, con la limitación de que se degradan con el tiempo modificando sus propiedades e invalidando, por tanto, la calibración. Alternativamente y para resolver este problema, se usan bloques de cuarzo granular, protegido por una membrana sintética y una malla de acero inoxidable. Estos se conocen como sensores de matriz granular.

**Descripción:** El aparato consta de las siguientes partes:

- a) sensor de medida: formado por dos electrodos colocados a una separación determinada en el interior de un bloque (de yeso o cuarzo granular)
- b) cable conector de longitud variable
- c) terminal de lectura, en el que se distinguen la escala de lectura, y botones de puesta en marcha y calibrado a cero.

**Calibración:** La utilización del aparato requiere la obtención de una curva de calibrado que recoge la relación entre resistencia eléctrica y la succión del suelo o su contenido de humedad. Para su obtención existen dos procedimientos alternativos:

- a) determinación gravimétrica (en laboratorio o campo).
- b) calibración frente a curvas de succión. Estos dos tipos de calibración arrojarán dos tipos de curvas. En general se considera más precisa la calibración frente a succión en el suelo usando placas de porcelana porosas.

**Uso:** Se humedece el bloque a saturación antes de su instalación en campo. Se entierra el bloque a la profundidad de lectura deseada procurando que el suelo quede bien compactado alrededor del bloque, pero perturbando mínimamente el suelo. Pasado un tiempo en el que se deja equilibrar con la solución del suelo, se pueden hacer lecturas. La lectura se efectúa directamente sobre la escala y se interpola el valor en la gráfica de calibración.

**Desventajas:**

- Requieren estar permanentemente enterrados en el suelo.

- Baja resolución.
- Bajo tiempo de respuesta. No funciona bien en suelos de textura gruesa, donde el agua se mueve más rápido que el tiempo necesario para que el bloque se equilibre.
- La salinidad del suelo ( $>6 \text{ dS M}^{-1}$ ) introduce errores en las lecturas.
- Los bloques de yeso se degradan en el suelo, especialmente en suelos salinos y muy húmedos (p.ej. por disolución del yeso o por deposición de partículas de arcillas).
- Los sensores de matriz granular deben renovarse si se secan demasiado.
- El fenómeno de histéresis en la curva de succión del suelo puede introducir errores en las lecturas según se haga la medida durante el secado o mojado del suelo.
- La calibración del aparato es tediosa.
- Es difícil especificar la exactitud de las medidas debido a las muchas fuentes de error a las que están sometidas (calibración, materiales, instalación, envejecimiento, histéresis). En general, se considera que pueden producirse errores de  $\pm 2 \%$  en las lecturas.
- No adecuado para suelos expansibles.
- Temperaturas inferiores a  $0^\circ\text{C}$  tienen efecto sobre las lecturas (incremento).

***Ventajas:***

- No precisa operaciones de mantenimiento.
- Zona de influencia: esfera de hasta 10 cm de radio.
- Adecuados para riego de déficit controlado.
- Rango de medida: 0,30-2,0 bar (bloques de yeso); 0,10-2,0 bar (sensores de matriz granular).
- Coste reducido.

### 2.4.2.3. SONDA DE NEUTRONES

**Principio:** Se basa en el principio de termalización de los neutrones de alta energía ("rápidos") emitidos por una fuente radiactiva (como el americio-berilio) al colisionar con partículas de igual masa que el neutrón (protones, H<sup>+</sup>). Como el agua es la principal fuente de protones en el suelo, los neutrones rápidos chocan con los protones del agua y forman lo que se denominan neutrones termalizados o de menor energía ("lentos"). Las múltiples colisiones en un punto del suelo forman una nube termalizada de neutrones, cuya concentración (dependiente de las moléculas de agua presentes en el suelo) se determina mediante un contador de neutrones termalizados instalado en las inmediaciones de la fuente radiactiva. La medida se presenta como la relación entre electrones rápidos (emitidos) y lentos (recibidos).

**Descripción:** El aparato consta de un contador externo y de una sonda cilíndrica equipada con una fuente radiactiva de neutrones de alta energía y un detector de neutrones termalizados de que se introduce en un tubo de acceso metálico vertical instalado de forma permanente en el suelo.

**Calibración:** Se realiza midiendo la relación de conteo a varias profundidades en un suelo determinado, en diferentes momentos y tomando simultáneamente muestras de suelo para obtener su humedad gravimétrica mediante secado en estufa. La relación obtenida entre conteo y contenido de humedad es normalmente lineal y específica para cada suelo.

**Uso:** La sonda se desplaza a varias profundidades dentro del tubo donde se realizan lecturas de conteo que se traducen a humedad mediante la recta de calibración obtenida anteriormente. Al realizar cada medición, el operario debe situarse en una plataforma de protección colocada sobre la superficie del suelo.

**Desventajas:**

- Contiene una fuente radiactiva por lo que su uso implica un riesgo y sólo está permitido a personal autorizado cualificado. Está sujeto a inspección periódica por la Junta de Energía Nuclear con su consiguiente protocolo.
- Por su naturaleza radiactiva no puede ser automatizado al no poder dejarse la sonda sin atención en el campo.
- Requiere calibración específica para cada suelo.

- Instrumento pesado y engorroso.
- Cada medición requiere un tiempo relativamente largo.
- Mediciones cerca de la superficie son difíciles.
- El área de influencia varía en función del contenido de humedad, textura y presencia de horizontes.
- Precio elevado.

***Ventajas:***

- Es muy robusto y preciso ( $\pm 0,005 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ).
- Con una sola sonda es posible medir en diferentes puntos y a distintas profundidades.
- La calibración sólo es necesaria una vez para cada suelo, ya que el sistema de medida no se degrada.
- No se ve afectado por la salinidad o cavidades del suelo llenas de aire.

**2.4.2.4. ATENUACIÓN DE RAYOS GAMMA ( $\gamma$ )**

***Descripción:*** Este método es una técnica de radiación que se puede usar para determinar el contenido de agua del suelo dentro de los dos primeros centímetros superficiales. Este método asume que la dispersión y absorción de rayos gamma está relacionada con la densidad de la materia que atraviesa y que la densidad del suelo permanece relativamente constante porque la densidad en húmedo cambia con el contenido de agua. Los cambios de la densidad en húmedo se miden por el método de atenuación de rayos gamma y el contenido de agua del suelo se determina a partir de este cambio en la densidad (WILSON, 1971; SCHMUGGE, 1980; ZEGELIN, 1996).

***Desventajas:***

- Es un método costoso y difícil de usar y que hay que tener un especial cuidado por la fuente radiactiva. Los escanners de rayos gamma se usan generalmente en el laboratorio.

- Otro problema a considerar es el que se deriva de la peligrosidad de la radiación y que hace necesario que se realice por personal especialmente capacitado para el manejo de radisótopos y contar con instalaciones adecuadas y debidamente autorizadas para garantizar la seguridad que este tipo de trabajo requiere.

**Ventajas:**

- Es un sistema no destructivo y los datos se pueden obtener sobre distancias verticales muy pequeñas.
- El método permite una precisión de 0.5% cuando se compara con el gravimétrico.

**2.4.2.5. TIME DOMAIN REFLECTOMETRY (TDR)**

**Principio:** El TDR (Reflectometría de dominios magnéticos de temporales) es un método no destructivo e instantáneo de medida de humedad en el suelo. Esta técnica tiene sus orígenes en el desarrollo del radar en 1941 y en los años 80 fue puesto a punto para los suelos por TOPP *et al.* (1984). El método se basa en determinar la constante dieléctrica compuesta del suelo ( $\epsilon_c$ ) mediante el tiempo de desplazamiento,  $t$  (del orden de 100 ps a 20 ns), de un pulso electromagnético (generado a partir de ondas con un rango de frecuencias, p.ej. 0,02-3 GHz) que se propaga a lo largo de una línea de transmisión rodeada de suelo (FERRE Y TOPP, 2002).

$$\epsilon_c = \left( \frac{c \times t}{L} \right)^2 \quad (9)$$

Donde:

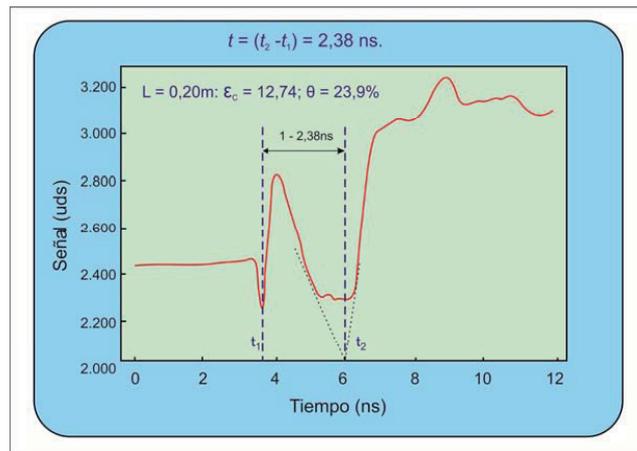
$\epsilon_c$  = constante dieléctrica compuesta del suelo

L = la longitud de propagación

C = la velocidad de la luz ( $3 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$ ).

La sonda por la que se desplaza el pulso electromagnético consta de dos (o tres) varillas paralelas de metal de longitud L, que junto con el suelo (como material dieléctrico) actúan como una línea de transmisión coaxial. La discontinuidad en la línea de transmisión que implica la sonda introducida en el suelo hace que parte del pulso sea reflejado lo que produce cambios en la energía de la línea de transmisión. El tiempo de desplazamiento a lo largo de

las varillas (afectado por  $\epsilon_c$  y por consiguiente por  $\theta$ ) se obtiene analizando la gráfica de evolución de este nivel energético. Esto se ilustra en la Figura 7, donde puede verse como el nivel de energía cambia al pasar el pulso desde el cable a la sonda TDR y varía durante el desplazamiento hasta el final de las varillas (subida de la señal en torno a  $t = 6$  ns) siendo el tiempo de retraso:



**Figura 7.** Ejemplo de señal de TDR y tiempo de medida para cálculo de la constante dieléctrica.

**Descripción:** Existen varios tipos de aparatos basados en la misma tecnología. Los primeros instrumentos TDR estaban basados en los comprobadores de cable Tektronix I502C a los que se añadían la sonda de fabricación casera (dos barras de metal sobre un soporte, cable y un transformador de impedancia (balun). El Tektronix consta de una pantalla sobre la que se representa una gráfica de la variación de la señal medida en la línea de transmisión. El tiempo de desplazamiento se obtiene directamente de la gráfica y el contenido de humedad se determina aplicando la fórmula universal. Los nuevos sistemas (SoilMoisture, IMKO, etc.) tienen sus unidades de lectura especialmente desarrolladas para este propósito y proporcionan medidas del contenido de humedad directamente presentando además la capacidad de almacenar lecturas, modo automático de lectura, etc.

Es interesante señalar que se puede utilizar la atenuación de amplitud de la señal (Figura 4) como una indicación de la conductividad eléctrica del suelo. Este procedimiento ha sido aplicado a suelos volcánicos como los de las Islas Canarias por MUÑOZ-CARPENA *et al.* (2005).

**Calibración:** Para la mayoría de los suelos minerales es válida la ecuación universal, por lo que no se requiere calibración. Para obtener valores precisos se recomienda realizar una calibración para cada suelo. En suelos orgánicos o de origen volcánico la ecuación universal no es adecuada. Esto se explica debido a su baja densidad aparente y alta superficie específica que se traduce en una fracción importante del agua del suelo que se encuentra adsorbida.

**Uso:** Las sondas se entierran (vertical u horizontalmente) a las distintas profundidades de medida. Normalmente se perfora el suelo usando un muestreador en tubo, similar al empleado para la colocación de tensiómetros o piezómetros, y se desciende la sonda hasta su fondo. Se clavan las guías asegurando un buen contacto con el suelo y se recubre la sonda con el suelo extraído dejando los cables sobre la superficie protegidos por un cajetín de la acción del agua, animales, etc. En el momento de hacer las lecturas se conectan los cables a la unidad de lectura y se efectúa la lectura sobre la pantalla de forma instantánea tras la generación de la onda (según modelos).

**Desventajas:**

- Condiciones de salinidad muy alta atenúan la señal, por lo que su análisis no es posible y no se obtiene una medida.
- Precisa calibración en aquellos suelos con altos contenidos de materia orgánica o alta fracción de agua inmóvil.
- Requiere instalación cuidadosa.
- Zona de influencia relativamente pequeña (3 cm de radio a lo largo de las guías).
- Precio relativamente caro debido al uso de electrónica compleja.

**Ventajas:**

- Preciso ( $\pm 0,01 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ).
- Medida in situ no destructiva (sin muestreo) y rápida.
- Gran sencillez de uso tras su instalación.
- No necesita calibración para la mayoría de los suelos minerales.
- Permite la automatización de las medidas.

- Existen diversas combinaciones de sondas (largas, cortas, etc.)
- El sistema está basado en componentes electrónicos sin piezas móviles lo que elimina una fuente de desgaste y mantenimiento, permitiendo medidas durante largos periodos de tiempo.

#### 2.4.2.6. FREQUENCY DOMAIN REFLECTOMETRY (FDR)

**Principio:** Las denominadas sondas de capacitancia FDR (Reflectometría de dominios magnéticos de frecuencia), se basan en la relación existente entre el contenido volumétrico de humedad y la constante dieléctrica aparente del medio.

La estimación del contenido de humedad mediante FDR está basada en la medida de la constante dieléctrica compuesta del suelo ( $\epsilon_c$ ) mediante electrodos (placas paralelas o anillos metálicos) que, junto con el suelo (como material dieléctrico), constituyen un condensador que se conecta a un circuito oscilador. Cuando varía  $\epsilon_c$  (debido al contenido de humedad del suelo), cambia la capacitancia del suelo y por tanto la frecuencia de oscilación del circuito. Este es el principio de funcionamiento de los sensores de capacitancia. Sin embargo, un sensor FDR trabaja de manera similar, pero en este caso se hace un barrido de frecuencias de manera que la frecuencia de resonancia indica el contenido de humedad del suelo. Con estas técnicas el principio físico de la medida (generación de una corriente alterna a través del suelo) es distinto al del TDR, lo que se traduce en que el aparato resulta más económico.

**Descripción del equipo:** Un sensor de capacitancia está compuesto de electrodos enterrados en el suelo, un oscilador electrónico, un frecuencímetro, y cables conectores. Cada sensor de la sonda está constituido por dos anillos metálicos que actúan como placas o armaduras de un condensador, cuyo campo electromagnético se extiende por el suelo que lo circunda. Existen varios diseños de estos equipos. Según su geometría, los electrodos pueden ser enterrados en el suelo, instalados en el extremo de una sonda y hundidos en el suelo (equipos portátiles), o insertados dentro de un tubo de acceso (equipos fijos).

**a) Equipos portátiles (Diviner 2000):** Es totalmente portátil y fácil de trasladar. Permite medidas en varios sitios sin restricción de distancia entre ellos. Deben instalarse tubos de acceso de PVC en cada sitio a evaluar. Poseen un sistema que permite al sensor de la sonda reconocer profundidades cada 10 cm. Los datos son visualizados en una pantalla o se almacenan para luego transferirse a un procesador de datos. Se utiliza cuando se monitorean muchas superficies.

**b) Equipos FDR fijos automáticos:** Sistemas de monitorización del contenido de agua del suelo en tiempo real, llamados EnviroSCAN (ES), desarrollado por Sentek Pty Ltd., Australia, que usan sondas multisensores permanentes.

Estas sondas, monitorizan lugares fijos, seleccionados previamente mediante estudio o reconocimiento de los suelos que componen la unidad de monitoreo. Así, este sistema se puede adaptar tanto a la heterogeneidad del suelo en el que está instalado (instalando más o menos “puntos” de medida), como a la densidad radicular del cultivo (instalando más o menos sensores de medida en profundidad) (PALTINEANU y STARR, 1997; SENTEK, 1999; FARES y ALVA, 2000; SENTEK, 2001; STARR y PALTINEANU, 2002; FERRE y TOPP, 2002).

Las sondas cuentan con sensores que se distribuyen en el perfil del suelo, permitiendo de este modo obtener datos a diferentes niveles.

Cada sensor de 5.1 cm de diámetro y 7.5 cm de longitud, mide en una distancia axial de 10 cm, aunque aproximadamente el 93% de la señal radial sólo afecta a una distancia de tres centímetros del tubo de acceso (PALTINEANU y STARR, 1997).

Básicamente la sonda consiste en un par de electrodos (p.ej. dos anillos, o bien dos placas metálicas) que se insertan en el suelo.

Calibración: Las sondas FDR previamente, deben ser normalizadas antes de la instalación por medio de lecturas de frecuencia específicas en agua y en aire seco. La frecuencia normalizada o universal se calcula entonces de la siguiente manera:

$$SF = \frac{(SF_a - SF_s)}{(SF_a - SF_w)} \quad (10)$$

Donde:

$SF_a$  = Lectura de frecuencia del sensor en el aire seco

$SF_s$  = Lectura de frecuencia del sensor en el suelo

$SF_w$  = Lectura de frecuencia del sensor en el agua

El contenido de agua en el suelo ( $\theta$ ) es entonces una función exponencial de SF:

$$\theta = \left( \frac{SF - c}{a} \right)^{\frac{1}{b}} \quad (11)$$

Donde:

a, b y c son coeficientes que varían según la calibración.

Dependiendo de los coeficientes de calibración, se puede obtener la humedad gravimétrica o volumétrica. La calibración de fábrica es válida para un amplio intervalo de valores en distintos tipos de suelo y condiciones, pero no es aplicable en los casos de arenas gruesas, arcillas expansibles, suelos con contenidos en materia orgánica altos y suelos salinos (STARR Y PALTINEANU, 2002).

***Desventajas:***

- Trabajan con ondas de baja frecuencia por lo que la estimación de la constante dieléctrica está más influida por la conductividad eléctrica, densidad aparente y contenido en arcillas.
- Como consecuencia del punto anterior, la calibración resulta imprescindible.
- Un buen contacto entre el suelo y el sensor resulta crítico para obtener estimaciones fiables.
- Precisa una instalación cuidadosa para evitar huecos y fisuras entre la sonda y el suelo.
- Zona de influencia pequeña: esfera de hasta 4 cm de radio.

***Ventajas:***

- Preciso ( $\pm 0,01$  %) si se usa una calibración específica del suelo.
- Medida in situ no destructiva (sin muestreo) y rápida.
- Permite obtener lecturas con niveles altos de salinidad, en los que el TDR no funciona.
- Gran sencillez de uso tras su instalación.
- Señal de salida de tipo analógico, lo que permite su conexión a cualquier sistema de adquisición de datos convencional y, por tanto, la automatización de las medidas.

- Flexibilidad en el diseño del sensor, así como de la frecuencia de trabajo.
- El sistema está basado en componentes electrónicos sin piezas móviles lo que elimina una fuente de desgaste y mantenimiento, permitiendo medidas durante largos periodos de tiempo.
- Precio reducido al utilizar electrónica sencilla.

## 2.5. CICLO HIDROLÓGICO DEL AGUA

El ciclo hidrológico es un término que se utiliza para describir la circulación continua del agua en sus diversas formas y sistemas de almacenamiento en todo el planeta (PRITCHETT, 1990). En términos generales, el ciclo hidrológico consiste en un intercambio de agua entre la tierra y la atmósfera, el que se produce mediante la precipitación y la evaporación (DONOSO, 1994).

El agua de los océanos, lagos, ríos, etc. absorbe gran cantidad de radiación para poder ser transformada en vapor, el cual es transportado por los vientos y masas de aire, hacia la atmósfera como vapor de agua (Figura 8). Este vapor es condensado y transformado en pequeñas gotas, que a su vez conforman las nubes que pueden dar origen a las precipitaciones (LÓPEZ y BLANCO, 1976; LEE, 1980; FERNÁNDEZ, 1996).

De este proceso se puede deducir que no toda el agua que se evapora de la superficie de todos los cuerpos, cae sobre la superficie de la tierra.

Del agua que precipita, una parte es interceptada por la cubierta vegetal, desde la cual puede evaporarse directamente o caer a la superficie del suelo, por goteo o escurrimiento fustal. El agua que se evapora ingresa nuevamente al ciclo, mientras que la restante puede tomar dos caminos. El primero es caer en cursos y cuerpos de agua donde ingresan nuevamente al ciclo (LÓPEZ y BLANCO, 1976). El segundo camino es penetrar al suelo y ser almacenada por éste para ser utilizada por la vegetación o masa boscosa o ser desplazada en profundidad para alcanzar las aguas subterráneas.

Una parte del agua que ingresa al suelo es absorbida por las raíces de las plantas, transportada dentro de ellas y posteriormente transpirada a través del follaje. La otra fracción, es llevada al subsuelo abasteciendo cursos de agua subterráneos que mantienen parte del caudal de los ríos (LÓPEZ y BLANCO, 1976; LEE, 1980; PRITCHETT, 1990).



Figura 8. Ciclo hidrológico (fuente USGS).

Según LIEBSCHÉ (1982), este ciclo involucra una serie de subprocesos de gran importancia, de entre los cuales es posible destacar: interceptación, evapotranspiración, escurrimiento fustal, precipitación directa e infiltración. En todos estos subprocesos el tipo de vegetación y la distribución temporal de la precipitación juegan un rol fundamental.

## 2.6. BALANCE HÍDRICO DE UNA PLANTACIÓN AGRO-FORESTAL

Balance hídrico se refiere a una cuantificación del agua aportada a un ecosistema por medio de las precipitaciones, las utilizadas por la vegetación y las perdidas, ya sea por escurrimiento, evaporación o percolación.

El balance hídrico se basa en la aplicación del principio de conservación de la masa, también conocido como ecuación de continuidad (MARTÍNEZ y NAVARRO, 1996; FERNÁNDEZ, 1996):

$$X = Y + \frac{ds}{dt} \quad (12)$$

Donde:

X = Insumos o entradas al sistema

Y = Salidas del sistema

ds/dt = Tasa de variación de almacenamiento de masa o volumen en el sistema.

Por lo tanto, la ecuación de balance hídrico para un ecosistema forestal se resume de la siguiente forma (Figura 9):

$$P = P_i + P_{er} + E_s + E_{vpt} + \Delta W \quad (13)$$

Donde:

P = Precipitación total (mm)

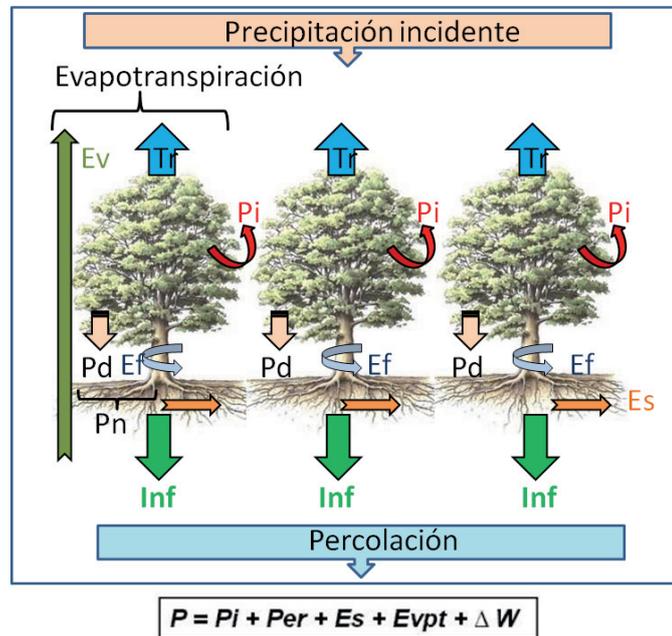
P<sub>i</sub> = Intercepción total (mm)

P<sub>er</sub> = Cantidad de agua percolada (mm)

E<sub>s</sub> = Escorrentía superficial (mm)

E<sub>vpt</sub> = Cantidad de agua evapotranspirada (mm)

ΔW = Cambio en el almacenamiento de agua del suelo (mm)



**Figura 9.** Balance hídrico de un ecosistema forestal.

P: Precipitación incidente (mm), Pi: Pérdidas por interceptación (mm), Pd: Precipitación directa (mm), Ef: Escurrimiento fustal (mm), Pn: Precipitación neta (mm), Es: Escurrimiento superficial (mm), Inf: Infiltración (mm), Tr: Transpiración vegetal (mm), Ev: Evaporación del suelo (mm), Evpt: Evapotranspiración (mm), Per: Percolación (mm),  $\Delta W$ : Variación del contenido de humedad del suelo

Al llegar al suelo las precipitaciones han experimentado pérdidas importantes, debidas la interceptación por parte de la vegetación. El agua que logra llegar al suelo del bosque puede ser utilizada por la vegetación o evaporada para integrarse nuevamente al ciclo.

### 2.6.1 COMPONENTES DEL BALANCE HÍDRICO

#### 2.6.1.1. PRECIPITACIÓN

Se denomina precipitación a la caída del agua desde las nubes producto de la condensación del vapor de agua contenido en el aire. Esta precipitación se puede presentar en diversas formas líquidas: lluvia, llovizna y en estado sólido: nevada, nieve granulada y granizo (LÓPEZ y BLANCO, 1976).

El agua que ingresa en un ecosistema depende del régimen de lluvias y está asociado a la posición geográfica de la región, la circulación planetaria de las masas de nubes y aire, la temperatura y las características de la vegetación, entre otros factores (GRIMM y FASSBENDER, 1981).

#### **2.6.1.2. PÉRDIDAS DE AGUA POR INTERCEPCIÓN**

Se define como la fracción de la precipitación que es retenida por la superficie de la vegetación, y que más tarde es evaporada o absorbida por la planta (XIAO *et al.*, 2000), no alcanzando la superficie del suelo (DONOSO, 1994). Esta evaporación del agua interceptada por la vegetación está regulada, entre otros factores por la temperatura, la radiación solar, el déficit de saturación del aire y la velocidad del viento (GRIMM y FASSBENDER, 1981; HUBER y OYARZÚN, 1984).

Dentro de los factores de la vegetación que aumentan o disminuyen las pérdidas de agua por intercepción están la densidad, la cobertura de copas, las características del dosel y las características del fuste. De la misma forma se incluyen factores ambientales como la duración, tipo, cantidad, frecuencia e intensidad de las precipitaciones y las condiciones meteorológicas que las acompañan (LEE, 1980; HUBER *et al.*, 1985; HUBER y OYARZÚN 1990; HUBER y TRECAMAN, 2000b).

Asimismo, bosques que poseen una mayor cobertura de copas, presentan una mayor intercepción y a medida que disminuye la intensidad de las precipitaciones, aumenta la intercepción. Esto se produce debido a una retención completa de la lluvia por parte del dosel, impidiendo que se sature, gotee y pase a formar parte de la precipitación directa. De la misma forma, lluvias breves, separadas y una disminución del déficit de saturación del aire provocan un aumento de la participación de este componente (OYARZÚN *et al.*, 1985).

ZINKE (1967) y LÓPEZ y BLANCO (1976) comentan que la edad de los bosques tiene una relación directa con la capacidad de intercepción, alcanzando los valores máximos entre el cierre de copas y la culminación del incremento anual; posteriormente, la intercepción registra una disminución debido a que los árboles comienzan a morir, producto de la competencia por luz y nutrientes.

### 2.6.1.3. PRECIPITACIÓN DIRECTA

Se define como la fracción de lluvia que llega al suelo del bosque atravesando los espacios abiertos del dosel, más la que gotea por ramas y follaje (LEE, 1980; DONOSO, 1994; XIAO *et al.*, 2000).

En general, la precipitación directa presenta una distribución temporal similar a la precipitación, siendo mayor cuanto mayor es la precipitación. Sin embargo, esta relación no existe cuando las precipitaciones son menores debido a una mayor retención de las copas. Los valores de precipitación directa en relación a la precipitación total van del 60 a 90%, siendo menor para coníferas que latifoliadas (LEE, 1980).

Asimismo, a medida que aumentan la intensidad, duración y frecuencia de las precipitaciones, se incrementan los montos de precipitación que logran atravesar el dosel del bosque. Aspectos como un menor déficit de saturación y una menor acción del viento también tienen un efecto sobre la precipitación directa, aumentando sus aportes al suelo forestal (HUBER y OYARZÚN, 1990; MENZEL, 1993).

De la misma manera, su cantidad se relaciona inversamente con la densidad forestal (rodal), siendo mayor en bosques más abiertos, en rodales de intolerantes, especies pioneras y a edades más tempranas del rodal (LEE, 1980; HUBER y OYARZÚN, 1983).

FORD y DEANS (1978), encontraron valores promedios de precipitación directa de sólo un 43% de la precipitación total, para un rodal joven de *Picea sitchensis*. Estos valores los atribuyeron a la alta densidad y a la estructura de las ramas.

### 2.6.1.4. ESCURRIMIENTO FUSTAL

Es la porción de lluvia que ha sido interceptada por la cubierta vegetal y que llega al suelo del bosque deslizándose por los fustes (LEE, 1980; OYARZÚN *et al.*, 1985; XIAO *et al.*, 2000). Esta variable es de gran importancia en aquellos lugares y períodos donde las precipitaciones son bajas, debido a que se distribuye en una pequeña banda alrededor de la base del tronco, permitiendo una mayor penetración vertical del agua en el suelo (HUBER y OYARZÚN, 1983).

Dentro de los factores morfológicos que inciden en los montos del escurrimiento fustal, están la forma de la hoja, longitud del fuste, rugosidad de la corteza, el ángulo de inserción de las ramas y caducidad o no de la especie. Es así que, hojas cóncavas y con ángulos próximos a la

horizontal pueden conducir el agua hacia la rama y luego hacia el fuste. Este no es el caso de las hojas dispuestas en forma vertical, que sólo favorecen el escurrimiento fustal cuando gotean sobre ramas inferiores.

De la misma forma, cortezas fácilmente humectables y lisas presentan un mayor escurrimiento fustal, mientras que cortezas absorbentes y gruesas se saturan más tardíamente (CROCKFORD y RICHARDSON, 1990). Igualmente importante es mencionar el ángulo de inserción de las ramas, el que al ser vertical tendrá una mayor posibilidad de transformar esa precipitación en escurrimiento fustal, con respecto a ramas más horizontales.

Entre de los factores climáticos que afectan los montos de escurrimiento fustal, se encuentran la intensidad y ángulo de precipitaciones, la temperatura del aire, la velocidad del viento y la humedad relativa (CROCKFORD y RICHARDSON, 1990). Así, altas intensidades de precipitación, logran saturar rápidamente la senda de fluido originando el inmediato goteo desde las ramas.

De la misma forma, ángulos de precipitaciones más horizontales, permiten que el escurrimiento fustal se inicie más rápido, ya que no es necesaria la humectación de todo el fuste para que comience dicho proceso (CROCKFORD y RICHARDSON, 1990).

En general, los montos de escurrimiento fustal son pequeños. LEE (1980) señala montos medios del 6% sobre las precipitaciones en latifoliadas y 3% en coníferas.

#### **2.6.1.5. PRECIPITACIÓN NETA**

Se denomina precipitación neta a la cantidad de precipitación que llega al suelo del bosque y corresponde a la suma de la precipitación directa y el escurrimiento fustal (XIAO *et al.*, 2000). A excepción de climas lluviosos, donde el escurrimiento fustal tiene cierta importancia relativa, la precipitación neta está constituida fundamentalmente por el agua de precipitación directa (OYARZÚN *et al.*, 1985).

Como en términos de volumen de agua el escurrimiento fustal es pequeño, los factores que regulan la precipitación neta son los que determinan la fracción de agua involucrada en la precipitación directa (OYARZÚN *et al.*, 1985).

### **2.6.2. REDISTRIBUCIÓN DE LAS PRECIPITACIONES**

Pérdidas por intercepción ( $P_i$ ): La cantidad de precipitaciones que ingresa a un ecosistema forestal puede sufrir alteraciones por parte de la vegetación, la cual puede retener un aporte considerable de agua. A este proceso se le denomina intercepción (LEE, 1980; HUBER *et al.*, 1985; HUBER y TRECAMAN, 2000b).

El agua que queda retenida en las hojas puede ingresar a la superficie del suelo o bien puede ser sometida a evaporación, ingresando nuevamente al ciclo hidrológico (LÓPEZ y BLANCO, 1976; LEE, 1980; MARTÍNEZ y NAVARRO, 1996; BRADY, 2000).

IROUMÉ y HUBER (2001) sostienen que la intercepción es aquella parte de las precipitaciones que es almacenada temporalmente sobre la superficie de las hojas y ramas, mientras que la pérdida por intercepción corresponde a la evaporación del agua almacenada en las copas.

Los principales factores que influyen en el proceso de intercepción derivan de las características de la vegetación, como densidad, cobertura de copas, estructura del dosel, ángulo de ramas, características de los fustes y corteza. Además se asumen influencias de las características de las precipitaciones como el tipo, duración, cantidad, intensidad y frecuencia de éstas (LÓPEZ y BLANCO, 1976; LEE, 1980; DONOSO, 1981; HUBER *et al.*, 1985; HUBER y OYARZÚN, 1990; OYARZÚN y HUBER, 1999; HUBER y TRECAMAN, 2000a).

### **2.6.3. INFLUENCIA DE LA VEGETACIÓN SOBRE EL BALANCE HÍDRICO**

La vegetación regula la proporción de agua que llega al suelo. Ésta, junto con la materia orgánica residual de los bosques, protege la estructura del suelo de la acción conjunta de las gotas (LEE, 1980; BRADY, 2000).

La vegetación reduce considerablemente las precipitaciones. HUBER y TRECAMAN (2000b) obtuvieron que las pérdidas de agua por intercepción en plantaciones forestales de *Pinus radiata* alcanzan un promedio del 30% con densidades entre 395 y 833 árboles por hectárea y 8 años de edad. Se asume en este caso que la cantidad y distribución de agua que infiltra en el suelo también se ve modificada. Además, crea un microclima con menores temperaturas y viento, lo que determina valores distintos de precipitación.

La evaporación directa del suelo se ve también afectada por el tipo de cobertura (MARTÍNEZ y NAVARRO, 1996)

El desarrollo del sistema radicular de los árboles le permite acceder a un mayor volumen de suelo que la mayoría de las plantas herbáceas, y por consiguiente a una mayor cantidad de agua. Esto influye en la cantidad de agua utilizada en la transpiración y el volumen de suelo involucrado (HUBER y TRECAMAN, 2000a).

## 2.7. LA COBERTURA VEGETAL EN ESTUDIO

El estudio de la humedad en los suelos de esta tesis fue realizado bajo tres coberturas vegetales, Eucaliptos (en El Abelar), maíz y praderas (en el Centro de Investigaciones Agrarias de Mabegondo CIAM).

### 2.7.1. CULTIVO DE MAÍZ (*Zea mays L.*)

**Generalidades:** El maíz, al adaptarse a condiciones climáticas diversas se cultiva en todos los continentes, en todas las regiones cálidas de la zona templada y la zona húmeda subtropical. La producción mundial de maíz es superior a 5550 millones de quintales métricos, situándolo como el tercer gran cereal mundial, después del trigo y el arroz. El maíz se cultiva en unos 130 millones de hectáreas, lo cual equivale a tres veces la superficie que ocupa el territorio español. El país donde más maíz se cultiva es Argentina; siendo junto a EE.UU., Brasil y México los grandes productores del continente americano. Domina la producción de EE.UU. con unos 30 millones de hectáreas y cosechas de rendimientos elevados (más de 80 Qm ha<sup>-1</sup> en grano seco) obteniendo la mitad de la producción mundial (213 millones de toneladas) y regulando naturalmente el mercado. Le sigue China con 20 millones de hectáreas y Brasil con 12 millones de has. Otros países de África y Asia cultivan también importantes superficies. Los principales exportadores son EE.UU., Argentina y Sudáfrica, por este orden, mientras que las importaciones interesan a la U.E. (excepto Francia), Canadá y Japón.

Si se sigue la evolución de este cultivo se puede observar que prácticamente no ha variado la extensión de España. En 1895 se sembraron 450.000 ha y en 1985 se sembraron 496.000 has; en cambio la producción sí ha variado desde 500.000 Mg en 1895 hasta 2.678.000 Mg en 1985 debido a los mejores rendimientos, 11,1 Qm ha<sup>-1</sup> en el primer caso a 57 Qm ha<sup>-1</sup> en 1985. Las especies híbridas, los criterios de selección de variedades y las mejoras culturales, han sido los factores responsables de tales incrementos.

**Ecología:** El maíz, debido a su gran diversidad, es cultivado en gran cantidad de climas. El área principal del cultivo está entre las latitudes 30 y 55°, con una superficie limitada en las latitudes superiores a 47°.

El maíz requiere una larga estación de crecimiento y clima cálido, siendo imposible su cultivo en aquellas zonas donde la temperatura de verano sea inferior a 19°C, o el promedio de las temperaturas nocturnas durante los meses de verano sea menor de 13°C. La mayor producción

se da en las zonas en que la temperatura de verano varía entre 21 y 27°C y el período libre de heladas sea 120 - 180 días.

En relación con sus necesidades hídricas, el maíz es cultivado en áreas donde la precipitación anual varía de 250 a más de 5000 mm. La cantidad de agua que usa el maíz varía entre 410 y 640 mm. Se considera que una lluvia de verano de 150 mm es el límite aproximado más bajo para la producción de maíz sin riego, aunque la producción va a variar según la distribución de esas lluvias y de la reserva de humedad del suelo.

En definitiva, se puede decir que la temperatura determina el área de cultivo del maíz y la elección del ciclo de la variedad y el agua define su potencial de producción.

**Ciclo vegetativo:** El ciclo de cultivo del maíz está comprendido por las siguientes fases:

**Nascencia.-** La nascencia es el periodo de tiempo que va desde la siembra hasta la aparición de los brotes. De este período la fase más importante es la germinación, que se debe producir en buenas condiciones.

**Crecimiento:** Después de nacer, las plantas con el paso del tiempo van formando las hojas, apareciendo una nueva hoja cada tres días.

**Floración:** La panoja aparece veinticinco días después de la siembra; a las seis semanas comienza a emitir polen y a alargar los estilos. Cuando se produce esto, la planta se encuentra en floración. El momento más crítico para el maíz corresponde a 15 días antes de la floración y 15 días después; en este momento la planta no debe carecer de agua ni de nitrógeno.

**Maduración y secado:** Después de la octava semana de la polinización el grano tiene el mayor nivel de materia seca y un 35% de humedad, es cuando llega a la madurez fisiológica. Según pierde humedad se va acercando a la madurez comercial y en esto influyen las condiciones ambientales.

### **2.7.2. EL EUCALIPTO (*Eucalyptus globulus*)**

**Generalidades:** El eucalipto es un árbol perennifolio de la familia de las mirtáceas, que se caracteriza por la presencia de glándulas oleíferas en todos sus órganos. Fue descubierto por Labillardière en Tasmania en 1779. Su apellido se atribuye a la semejanza que tienen sus frutos con unos botones entonces de moda, llamados globulus (RUIZ DE LA TORRE, 1979).

Es un árbol de porte recto que sobrepasa frecuentemente los 50 m de altura y los 1,50 m de diámetro. El mayor ejemplar que se cita en España es el eucalipto de Chavín (Lugo) con 80m. de altura y más de 6 m de circunferencia en la base del tronco (MONTROYA, 1995). Estas dimensiones se alcanzan en árboles de avanzada edad, aislados o en alineaciones, pero nunca en cultivos forestales, pues en éstos se cortan para su aprovechamiento maderero cuando todavía tienen dimensiones bastante menores.

Se caracteriza y reconoce fácilmente por su corteza, que se desprende en tiras tras permanecer colgando del árbol durante un cierto tiempo. Otro rasgo llamativo es su heterofilia (hojas jóvenes son opuestas, sentadas, acorazonadas, tiernas y afieltradas mientras que las maduras son alternas, pecioladas, falciformes y sin pelos). La copa no es demasiado frondosa y, por tanto, no ofrece abrigo de lluvia ni de sol. Contiene abundantes aceites esenciales que se explotan en la industria química y farmacéutica y sus flores son frecuentadas por las abejas que producen una miel de excelentes cualidades.

Por sus elevadas producciones potenciales (maderas de sierra, celulosas, leñas, postes, aceites esenciales etc.), por sus cualidades protectoras (fijación de dunas, pantallas cortavientos, desecación de terrenos encharcados etc.) o por sus valores estéticos (parques, lindes de caminos etc.), algunas de sus especies han sido introducidas y cultivadas en muchos países exteriores a su área de distribución natural.

Su distribución natural es muy reducida y se limita a la región sur de Australia y Tasmania.

En España se concentra más del 50% de la población mundial de *Eucalyptus globulus* (FAO, 1981). Su distribución se localiza básicamente en el Norte peninsular aunque también se ha ensayado con él en Andalucía y Extremadura.

***Introducción en España:*** En Europa se dieron a conocer a lo largo del siglo XIX. Llegaban importados desde Australia por su exotismo y vertiginoso crecimiento. Pronto, esta última cualidad llamaría la atención de propietarios de terrenos en España, que veían en el magnífico árbol la solución a sus penurias económicas. En un principio, los resultados eran desiguales por la falta de conocimientos técnicos. Sin embargo, en poco tiempo estos impedimentos se solventaron y el eucalipto demostró su gran capacidad de aclimatación a los terrenos del país, incluso en los suelos demasiado degradados para otras alternativas (NORIEGA, 1987).

Su entrada en la Península Ibérica parece que se produjo hacia 1829 en Portugal. En España su primera cita se encuentra en Galicia en 1863. Aparentemente, se trataba de unas semillas

que un fraile evangelizador mandó desde Australia a su familia en Tuy (RUIZ DE LA TORRE, 1979).

Desde entonces, las plantaciones se hicieron frecuentes en toda España y hacia 1926, cuando el Estado puso en práctica la Ley del Plan General de Repoblación Forestal, el rendimiento de este árbol quedó fuera de toda discusión.

La política repobladora ha tenido como uno de sus objetivos principales, desde la aprobación del Plan General de Repoblación en 1941, el empleo de especies productivas en las repoblaciones forestales para abastecer a las industrias madereras (AEDO *et al.*, 1990). El pino y el eucalipto han sido, por tanto, las especies más favorecidas en estos planes y ocupan actualmente una gran extensión en los montes. El eucalipto, con 550.000 ha, representaba ya un 1% del territorio nacional en 1988, según los datos del Inventario forestal del eucalipto de ASPAPPEL/EILA (MONTROYA, 1995). Es interesante conocer que, con estos datos, España ocupa el tercer lugar, después de Brasil e India, en cuanto a superficie plantada con eucaliptos fuera de su lugar de origen (FAO, 1981). En la actualidad, se encuentran en España dos regiones con importante presencia de estas plantaciones:

Suroeste (Huelva, Badajoz, Sevilla y Cáceres, por este orden) con una preferencia por la especie *Eucalyptus camaldulensis*.

Noroeste (La Coruña, Lugo, Pontevedra, Cantabria, Oviedo) con preferencia por *Eucalyptus globulus*.

*E. camaldulensis* es más tolerante a las heladas cortas, lugares secos y mal drenados que *Eucalyptus globulus*, que sin embargo encuentra su óptimo en la zona húmeda de España. La presencia de otras especies es minoritaria, encontrándose presentes en ensayos o experiencias muy localizadas *E. resinifera*, *E. diversicolor*, *E. regnans*, *E. oblicua*, *E. mackearturi*, *E. delegatensis*, *E. dalrympleana*, *E. viminalis* (CALVO DE ANTA, 1992).

**Ecología:** Es originario de Australia, Tasmania y Nueva Guinea con una dispersión natural en latitudes desde 7° N a 43°39'S. En total, hay más de 600 especies diferentes, la mayor parte de las cuales son endémicas de Australia. En este continente, de hecho, el 90% de la vegetación está dominada por algún tipo de eucalipto. Dada la gran variedad de sus ecosistemas y la enorme diversidad del género, es posible encontrar eucaliptos adaptados a todo tipo de condicionantes ecológicos (FAO, 1981).

Características climáticas: Prefiere los climas húmedos y sin heladas. La temperatura media debe ser superior a 3 °C con el óptimo entre 10-15,5 °C. La pluviosidad anual debe ser de unos 500-1520 mm repartidos con regularidad a lo largo del año (DE LA LAMA, 1976). Su distribución natural se localiza en climas templado-húmedos bastante parecidos a los que se dan en el Norte de España.

Son limitantes de su crecimiento las heladas y las bajas temperaturas (que afectan de forma particular a individuos jóvenes, sobre todo en presencia de nieblas), los vientos fuertes y las sequías (FAO, 1981). Tampoco se ven favorecidos por la sombra, por lo que soporta mal la cubierta o la competencia de otras especies.

**Características edáficas:** Es poco exigente en cuanto a suelos se refiere, pero para su óptimo desarrollo deben tener una cierta calidad. Se da bien en suelos silíceos y poco arcillosos así como en suelos calcáreos con lavado previo de carbonatos. Sólo ve afectado su desarrollo en suelos salinos o suelos hidromorfos. También se apunta que las rociaduras salinas en las proximidades a la costa pueden ser un factor limitante (FAO, 1981).

Requieren un sustrato con un pH entre 5 y 7,2 pero pueden darse de forma satisfactoria a pH más bajos (PINTOS, 1979).

**Características Altitudinales:** Su distribución es potencialmente litoral hasta los 500 m disminuyendo su productividad según se sube en altura (DE LA LAMA, 1976). En el Norte de España, y por actuar el frío como factor limitante, se planta desde los 0 hasta los 350m., aunque en climas más suaves y próximos al mar puede subir hasta los 550 m.

**Efectos del eucalipto sobre el ciclo del agua:** El efecto del eucalipto sobre el ciclo del agua es quizá uno de los más rápidos en ser comprobados. Como cualquier especie de crecimiento rápido, el eucalipto utiliza grandes volúmenes de agua (si está disponible) para producir en poco tiempo una importante cantidad de biomasa. En este sentido, *Eucalyptus calmadulensis* es mucho más agresivo que *Eucalyptus globulus* (MONTROYA, 1995) y, en pocos años, plantaciones de pequeña extensión son capaces de desecar los terrenos de cultivo colindantes imposibilitando su aprovechamiento agrícola. En el Norte los problemas no son tan acusados ya que la pluviosidad es elevada. *Eucalyptus globulus* se aclimata de forma bastante eficaz sin presentar excesivos problemas para los niveles freáticos.

Hay diversos modos de interceptación del agua de precipitación:

Absorción a través de las raíces, en la que *Eucalyptus globulus* es muy eficaz debido al fuerte desarrollo de su sistema radicular.

Agua de pluvio lavado o retenida por la cubierta vegetal. Es más acusada cuanto más escasa y repartida se produzca la lluvia, y diferente según la especie, densidad de población, altura, edad, etc.

Evapotranspiración, característica de cada especie vegetal. En el eucalipto es muy elevada y es muy probable que, durante el periodo húmedo, la evapotranspiración de un eucalipto sea muy próxima a la evapotranspiración potencial dado que no existen limitaciones de agua (CALVO DE ANTA, 1992).

Escorrentía o agua que circula superficialmente por el horizonte superior. Puede ser causante de importantes pérdidas de suelo por erosión, principalmente en terrenos inclinados, pero no afecta al nivel de los caudales de agua.

Flujo de tallo o agua que escurre a lo largo del tallo. Se valora por la forma en que afecta a la distribución de agua en el suelo ya que actúa en un pequeño círculo alrededor de cada pie de planta donde puede suponer desde 2 a 8 veces la precipitación (CALVO DE ANTA *et al.*, 1979). Probablemente son aguas que infiltran rápidamente hacia las capas más profundas del perfil.

La extraordinaria productividad del eucalipto y los altos valores de evapotranspiración de sus hojas hacen de él un árbol con un enorme consumo de agua. La mayor parte de los estudios hacen una estimación global de este consumo en base a registros de humedad del suelo o al descenso de caudal de agua de las cuencas forestadas. Los resultados obtenidos sobre sistemas de eucalipto son muy variables, con valores entre 400 y más de 1500 mm., dependiendo de la disponibilidad de agua (CALVO DE ANTA, 1992). Estos valores quizá no representen un problema para los suelos de gran parte del norte de España, pero si pueden darse situaciones locales con condiciones relativamente edafocéricas o años más secos de lo normal, en los que el eucalipto consume prácticamente el 100% de la precipitación. Entonces, *Eucalyptus globulus*, con su fuerte desarrollo radicular, compite ventajosamente con la vegetación que le rodea y puede afectar al nivel freático. Según la magnitud del proceso se pueden ver afectados no sólo los suelos de la plantación y los circundantes, sino que también puede suponer un descenso en el caudal de pequeños arroyos y las reservas de pozos y fuentes no demasiado profundos.

Otras especies forestales de crecimiento rápido, como los pinos, presentan también grandes consumos de agua. No obstante, las tasas de evapotranspiración suelen ser siempre algo menores y el eucalipto es, comparativamente, el árbol de repoblación con mayor consumo de agua. De hecho, una de las razones por las que se empezó a utilizar el eucalipto en España, fue para desecar terrenos encharcados donde criaban larvas de mosquitos transmisores de la malaria. Esta característica es necesario considerarla siempre antes de acometer una plantación, pues puede suponer un fuerte impacto en aquellas zonas donde al agua no es especialmente abundante.

**El efecto ácido del eucalipto:** Los tejidos vegetales tienen una serie de compuestos orgánicos con carácter ácido. El agua de lluvia que atraviesa las hojas o la corteza sufre un importante descenso del pH, y esta acidificación es más o menos acusada según el tipo de formación arbórea que se considere. En el eucalipto puede suponer hasta un punto menos de pH en el agua de pluvio lavado con respecto al roble y una diferencia levemente menor para el caso del escurrido a lo largo del tronco. Este flujo del tallo, sin embargo, supone una concentración de la precipitación en las inmediaciones de las raíces del árbol de modo que la acción conjunta del lavado y la acidificación pueden ser causa de degradación extrema, llegando incluso a la podsolización (CALVO DE ANTA *et al.*, 1979).

### 2.7.3. PRADERAS (MABEGONDO)

**Generalidades:** Las praderas sembradas son un componente importante del sistema productivo agrario de Galicia, ya que la ganadería representa el 67% de la producción final agraria. El conjunto de las praderas, sembradas y naturales, ocupa el 11% de la superficie geográfica de Galicia.

Para el establecimiento de praderas sembradas se utilizan, sobre todo, raigrás italiano, raigrás inglés, raigrás híbrido y dácilo, de la familia de las gramíneas, y trébol blanco y trébol violeta, de las leguminosas. Se siembra también algo de festuca alta y de alfalfa (PIÑEIRO, 1993).

El estudio realizado en este trabajo se encuentra bajo una cobertura de praderas sembradas con una asociación de raigrás inglés y trébol blanco con fines de pastoreo para ganado vacuno, especies tradicionalmente utilizadas tanto por su alta producción y calidad como alimento para ganado vacuno en Galicia (PIÑEIRO, 1986).

### **2.7.3.1. EL RAIGRÁS INGLÉS (*Lolium perenne* L.)**

El raigrás inglés es la segunda gramínea pratense más sembrada en España, tras el raigrás italiano (*Lolium multiflorum* L.) con 2000 toneladas de semilla consumida por año (PIÑEIRO y PÉREZ, 1992). Es una gramínea muy apreciada por los ganaderos por su rápido establecimiento, su alto valor nutritivo y su buena persistencia.

**Fenología:** Comienza a vegetar en otoño, florece en primavera y fructifica hasta mediados del verano. La forma de polinización es mediante el viento.

**Ecología y biología:** Se reproduce por semilla. Las semillas son liberadas cerca de la planta madre, exhiben poca latencia y una alta tasa de germinación. Las semillas son diseminadas por la maquinaria agrícola y por el agua de riego. Muchas semillas soportan el paso por el tracto digestivo del ganado vacuno, siendo ésta otra vía de diseminación de la especie.

La especie *Lolium perenne*, es una gramínea perenne de importancia en la creación de céspedes y en la producción de forrajes en lugares de clima templado y subtropical.

### **2.7.3.2. EL TREBOL BLANCO (*Trifolium repens* L.)**

Se trata de una especie herbácea perenne, de porte rastrero, alcanza una altura de 10 cm. Su hábito estolonífero hace de ella una leguminosa de excelente adaptación al pastoreo en zonas templadas de todo el mundo. Se propaga por estolones y semillas.

Su sistema radicular es ramificado a partir de una raíz principal; además presenta raíces adventicias de carácter estolonífero.

Las hojas son pecioladas y trifoliadas; sus foliólos son ovales, con una mancha blanca y sin ninguna vellosidad (tampoco en pecíolos ni tallos). Los estolones se encuentran abrazados por estípulas membranosas de las hojas.

Las inflorescencias son capítulos globulares de 1,5 a 2 cm de ancho, conteniendo de 50 a 200 flores blancas o blanco-rosadas. Estos capítulos se encuentran sobre un pedúnculo de 7 cm. Las flores son de tipo papilionáceo.

Los frutos contienen tres o cuatro semillas en forma de corazón, sumamente pequeñas y de color variable del amarillo al marrón-rojizo

La semilla tiene forma redondeada con una protuberancia que coincide con la posición de la futura radícula. La cubierta seminal forma una gruesa capa suberizada alrededor de la semilla. Presenta hilo: cicatriz correspondiente al antiguo punto de enganche a la pared del ovario.

**Fenología:** El crecimiento del trébol blanco comienza por el desarrollo de la corona, de una raíz pivotante y hasta diez estolones primarios, que nacen de las yemas axilares de las hojas de la corona. Los estolones suelen adoptar forma radial sobre la superficie del suelo. Posteriormente, los nudos de estos estolones desarrollan nuevas raíces adventicias, hojas y yemas axilares. La aparición de estolones secundarios ocasiona cierta debilidad en los primarios por emigración de las sustancias de reserva hacia dichos estolones hijos hasta el punto de que, finalmente, los primarios mueren y el sistema secundario se independiza de la planta original. Este comportamiento facilita la supervivencia de las plantas por multiplicación vegetativa, al asegurar el desarrollo y el crecimiento sucesivo de nuevos estolones y, con ellos, la emergencia de nuevos individuos. Una vez que las condiciones ambientales (fundamentalmente fotoperiodo y vernalización previa) favorecen el proceso de floración, las yemas axilares originan cabezuelas florales. De esta forma, la producción de inflorescencias se hace en detrimento de la de los nuevos estolones y, por consiguiente, el crecimiento de la planta se reduce. También se movilizan reservas hacia las flores para formar las semillas.

**Ecología y biología:** El trébol blanco es exigente en luz y sensible a la sequía, probablemente por sus raíces superficiales, lo que obliga a cultivarla bajo riego en veranos secos. Sin embargo, puede vegetar en los suelos pobres, ácidos o arenosos, necesitando fuertes abonados fosfóricos, al igual que casi todos los tréboles. Es poco tolerante a la salinidad. Desarrolla en sus raíces nódulos formados por bacterias nitrificantes del género *Rhizobium*. En adecuadas condiciones de temperatura, humedad y suelo, las bacterias fijan importantes cantidades de nitrógeno de la atmósfera.

Crece en prados de siega, en bordes de arroyos y fuentes, desde el nivel del mar a los 2400 m. Es característica de comunidades vegetales pertenecientes a la Clase Molinio - Juncetea, de distribución eurosiberiana o mediterránea de cobertura elevada en las que dominan hemicriptófitos y geófitos propias de suelos profundos y con grado de humedad y nutrientes variables derivadas del manejo por siega o pastoreo.

Tiene los siguientes requerimientos ecológicos: crece a plena luz aunque soporta sombra. Temperatura: Calor moderado. Piso montano principalmente. Continentalidad: Intermedia.

Humedad: Suelos de moderadamente secos a húmedos. Acidez: Suelos débilmente ácidos; pH 4.5 - 7.5.

Se encuentra distribuido por toda Europa y disperso en todas las regiones de la Península Ibérica.

### **3. MATERIALES Y MÉTODOS**



### 3.1. DESCRIPCIÓN DEL LUGAR DEL EXPERIMENTO

#### 3.1.1. PROVINCIA DE LA CORUÑA

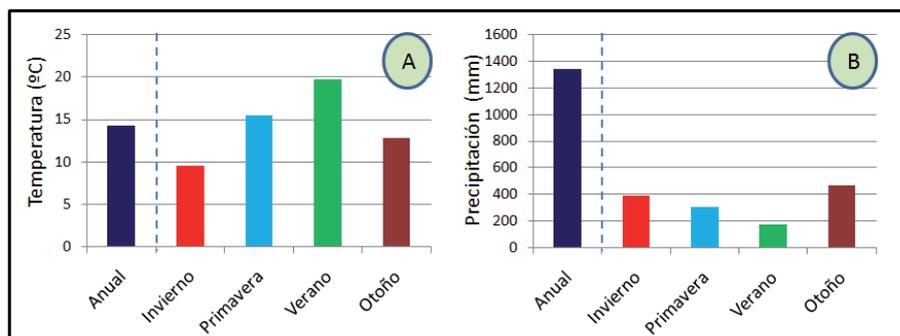
La provincia de la Coruña, perteneciente a la Comunidad Autónoma de Galicia, en el Noroeste de España, se puede decir que en un año medio el tipo de clima es Atlántico, con inviernos suaves y lluviosos además de veranos con periodos más o menos cortos sin precipitaciones, pero sin que se pueda hablar de una estación seca (BELLOT y CASASECA, 1967).

Otra característica importante es la influencia oceánica la cual puede hacer variar la amplitud térmica entre invierno y verano conforme nos alejamos de la costa (CARBALLEIRA *et al.*, 1983).

Las precipitaciones medias anuales de la provincia de A Coruña se encuentran entre 1300 y 1500 mm (FONT TULLOT, 1983), presentando una amplia variabilidad espacial, con precipitaciones máximas superiores a 3000 mm en la sierra del Barbanza y mínimos inferiores a 800 mm en la comarca de Betanzos (MARTÍNEZ *et al.*, 2009). Las temperaturas medias varían desde 9,6 °C hasta 19,7 °C dependiendo de la estación, teniendo una media ponderada de 14°C (Tabla 2, Figura 10).

**Tabla 2.** Valores medios ponderados de la precipitación y temperaturas anuales y estacionales, para la provincia de A Coruña (2005-2010)

La Coruña	Anual	Invierno	Primavera	Verano	Otoño
Precipitación (mm)	1342	391	309	178	465
Temperatura (°C)	14,3	9,6	15,5	19,7	12,8



**Figura 10.** A) Valores medios ponderados de temperatura anual media y medias estacionales (°C); B) Valores medios ponderados de la precipitación anual y estacional (mm) a nivel global para A Coruña. (Fuente: Atlas Climático de Galicia).

### 3.1.1.1. MICRO CUENCA DE EL ABELAR

La micro cuenca estudiada, denominada “El Abelar” se encuentra ubicada dentro de la finca del mismo nombre perteneciente al municipio de Abegondo, en la provincia de A Coruña.

Específicamente se trata de una finca de aproximadamente 10,7 hectáreas denominada como finca de "El Abelar", dedicada en la actualidad a la explotación forestal. Las coordenadas geográficas de la parcela son: 553166 UTMX-29T y 4777812 UTM Y-29T, con una altura sobre el nivel del mar de 412 – 448 metros.

La parcela en estudio, es una zona de pendientes suaves, con una topografía ondulada y discontinua, con una pendiente media del 6,9% (oscilando entre 0,6% y 16,1%). Presentado un sustrato rocoso compuesto por esquistos pertenecientes a la serie de Ordenes, caracterizados por la presencia de rocas de composición pelítico-grauváquica con intercalaciones esporádicas margosas (esquistos, esquistos micáceos y esquistos cuarzo-feldespáticos). Sobre ellos se han desarrollado unos suelos profundos clasificados como Umbrisoles ferralíticos y háplicos (FAO, 1998).

La altura sobre el nivel del mar de la zona está próxima al límite para el desarrollo de *Eucalyptus globulus*, pero las condiciones climáticas en ella, marcadas por la proximidad al mar (en torno a 25 Km), dan lugar a inviernos de temperaturas suaves (la temperatura media del mes más frío es 6,9 °C) con heladas escasas y de baja intensidad que permiten un crecimiento adecuado de *Eucalyptus globulus*. (RODRÍGUEZ, 2011)

### 3.1.1.2. CENTRO DE INVESTIGACIONES AGRARIAS DE MABEGONDO

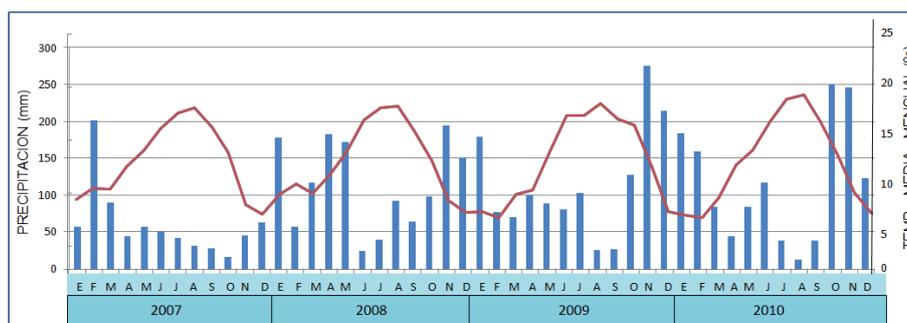
Se ha seleccionado una parcela experimental del Centro de Investigaciones Agrarias de Mabegondo (CIAM), ubicado en San Tirso de Mabegondo, ayuntamiento de Abegondo, provincia de A Coruña, dependiente de la Xunta de Galicia.

Las coordenadas geográficas de la parcela son: 560035 UTMX-29T y 4787795 UTM Y-29T y con una altura sobre el nivel del mar de 98 metros.

En el CIAM la temperatura media anual del aire es de 12,8 °C, con una amplitud térmica anual de 10,5 °C (Figura 11).

El suelo de la finca experimental perteneciente al CIAM se ubica dentro del área con dominio de Cambisoles, de acuerdo con la clasificación de la FAO del año 1994. Tanto las condiciones climáticas actuales como las que reinaron durante largos periodos del terciario u cuaternario, así como la relativa inestabilidad de los materiales geológicos, han favorecido la evolución de las rocas hasta el estado de B cámbico (MACÍAS y CALVO DE ANTA, 2001).

En general este tipo de suelos presenta buenas condiciones para usos agronómicos, debido básicamente a las propiedades físicas que presentan, buena profundidad efectiva, alta retención de agua, aireación aceptable y una buena respuesta a la fertilización.



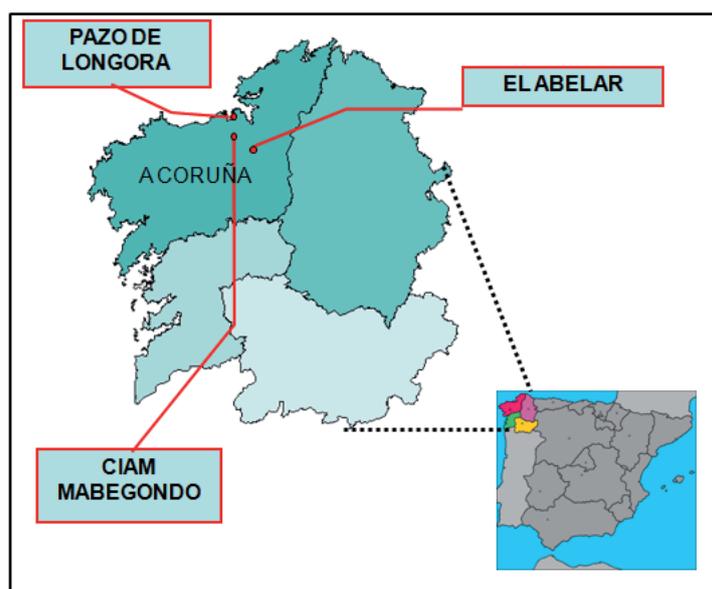
**Figura 11.** Distribución mensual de las precipitaciones y las temperaturas medias mensuales registradas por la estación meteorológica ubicada en CIAM entre los años 2007 y 2010.

### 3.1.1.3. PAZO DE LÓNGORA

La estación experimental de Pazo de Lóngora, está ubicada en el ayuntamiento de Oleiros, Provincia de La Coruña, sus coordenadas geográficas son: 552429 UTMX-29T, 4798566 UTMX-29T

Por la situación geográfica del ayuntamiento, en Oleiros predomina el clima oceánico húmedo que se caracteriza por una escasa oscilación térmica y abundantes precipitaciones.

El suelo en esta estación está clasificado como Cambisol y presenta 121 g kg<sup>-1</sup> de arena gruesa, 245 g kg<sup>-1</sup> de arena fina, 146 g kg<sup>-1</sup> de limo grueso, 218 g kg<sup>-1</sup> de limo fino y 270 g kg<sup>-1</sup> de arcilla, a 0–0,2 m de profundidad. En esta camada el contenido de carbono orgánico es 26,2 g kg<sup>-1</sup>, el nitrógeno mineral es de 2,2 g kg<sup>-1</sup> y el pH en agua (1:1) es 6,34.



**Figura 12.** Ubicación geográfica de las parcelas en estudio, dentro de España, Galicia y la provincia de La Coruña.

### **3.2. DETERMINACIÓN DE LAS PROPIEDADES GENERALES DEL SUELO**

Las muestras de suelo se recogieron en los puntos del terreno más representativos, determinados previamente, de cada parcela estudiada. Las determinaciones realizadas fueron las siguientes: determinaciones de pH, materia orgánica, análisis granulométrico, humedad gravimétrica y curvas características de los suelos.

#### **3.2.1. RECOGIDA DE MUESTRAS**

En cuanto a la toma de muestras, esta operación no debe alterar significativamente el medio que se muestrea, ya que ello introduciría errores en los resultados finales (KEITH, 1991).

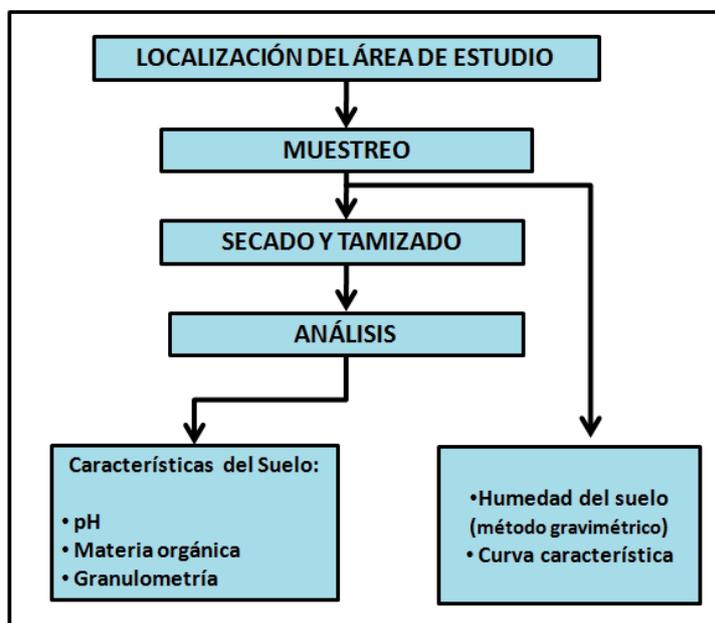
Para esta tesis, se realizó un muestreo aleatorio, tomándose muestras a distintas profundidades (0 - 15, 15 - 30, 30 - 60 cm). Una ventaja del muestreo aleatorio es la simplicidad de las presunciones sobre la población, mientras que un inconveniente sería que presenta un mayor coste por implicar un mayor número de muestras.

Una vez tomadas las muestras, se realizó un pre tratamiento de las mismas, antes de proceder a su análisis. Las muestras se secaron al aire y posteriormente se tamizaron, pasándolas por un tamiz de luz de malla de 2 mm para eliminar piedras, gravas, raíces y otros fragmentos presentes en las muestras.

GRIMSHAW (1989) señala que este tamaño de tamiz ha sido adoptado como estándar internacional, ya que el suelo que pasa a través del mismo contiene la casi totalidad de las características físicas, químicas y fracciones nutricionalmente importantes.

Se tuvo en cuenta que las muestras, tanto en su recolección como en su manipulación en el laboratorio, pueden contaminarse. Por esta razón, todo el material fue controlado para evitar que se produzcan emisiones y/o adsorciones de sustancias que puedan variar algunas características de las muestras que vayan a ser analizadas.

En la Figura 13 se recoge de forma esquematizada todas las etapas consideradas en nuestro estudio.



**Figura 13.** Esquema del método de muestreo de los suelos y análisis seguidos en el presente estudio.

### 3.2.2. ANÁLISIS DE pH

El pH define la concentración de iones hidrógeno (logaritmo del inverso de la concentración de iones hidrógeno) y que permite clasificar la acidez o basicidad relativa de las disoluciones en una escala que va de 0 a 14, siendo 7 el valor de las disoluciones neutras. Las disoluciones ácidas tienen un pH comprendido entre 0 y 7; y las disoluciones básicas (o alcalinas), un pH comprendido entre 7 y 14.

El pH de las muestras se determinó en agua (pH actual) y en cloruro potásico 0,1 N (acidez potencial efectiva) en una relación suelo: solución de 1:2,5 (GUITIÁN y CARBALLAS, 1976), utilizándose para la determinación un pH – metro marca Crison, modelo microPH 2000.

Para realizar la medida en agua se esperó diez minutos y para la medida en cloruro potásico una hora, como se indica en el método (GUITIÁN y CARBALLAS, 1976)

Cabe destacar que es imprescindible la agitación durante la medida, debido al efecto de suspensión o efecto "*Pallmann*", que hace que el pH del líquido que sobrenada sea superior al de la suspensión agitada.

La caracterización según el pH de los suelos en estudio, se realizó mediante la clasificación del pH de los suelos (Tabla 3), propuesta por el USDA (PORTA *et al.*, 1999),

**Tabla 3.** Clasificación de los suelos en función de su pH (PORTA *et al.*, 1999).

pH	Evaluación
< 4,5	Extremadamente ácido
4,5 - 5,0	Muy fuertemente ácido
5,1 - 5,5	Fuertemente ácido
5,6 - 6,0	Medianamente ácido
6,1 - 6,5	Ligeramente ácido
6,6 - 7,3	Neutro
7,4 - 7,8	Medianamente básico
7,9 - 8,4	Básico
8,5 - ,0	Ligeramente alcalino
9,1 - 10,0	Alcalino
> 10,0	Fuertemente alcalino

### 3.2.2. CARBONO ORGÁNICO Y MATERIA ORGÁNICA

El estudio de la materia orgánica (MO) ha merecido una gran atención ya desde el siglo XIX, debido básicamente a la importancia de la misma en el funcionamiento de los ecosistemas. Interviene de forma activa en la formación del suelo, condiciona su comportamiento en relación al crecimiento de las plantas y microorganismos, al influir en el almacenamiento de agua, intercambio catiónico, y constituir una fuente de nutrientes, entre otros aspectos (PORTA *et al.*, 1999).

En esta tesis, la MO se ha determinado siguiendo el método oficial de análisis de suelos descrito en MAPA (1995), que se basa en oxidar la materia orgánica que contiene el suelo (materia orgánica fácilmente oxidable) por vía húmeda, con dicromato potásico y ácido sulfúrico.

Se parte de suelo finamente molido, oxidado en caliente (110° C), valorándose el agente oxidante (dicromato potásico) no consumido mediante volumetría con Sal de Mohr (sulfato ferroso amónico), en presencia de difenilamina como indicador.

Después de la determinación del carbono orgánico se utiliza el factor de multiplicación 1,724 para convertirlo en materia orgánica total. Ambas cantidades se expresan en porcentaje sobre suelo seco al aire (GUITIÁN Y CARBALLAS, 1976).

### 3.2.3. ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO

Uno de los ensayos físicos de mayor relevancia en el ámbito de la investigación de la humedad en los suelos, es la determinación de la distribución de las partículas del suelo en función de su tamaño, es decir la influencia de la proporción relativa de arena, limo y arcilla sobre el comportamiento hidráulico de los suelos.

La separación de las muestras en fracciones granulométricas se realiza siguiendo el método internacional descrito en GUITIÁN Y CARBALLAS (1976).

Se parte de suelo seco al aire, sobre el que se realiza una oxidación de la materia orgánica, con la finalidad de individualizar las partículas de arcilla integradas en flóculos.

Para la separación de las diferentes fracciones granulométricas se requiere un tamizado de las muestras, con el objeto de separar la fracción arena (> de 50 µm) de las restantes (limo y arcilla). Estas últimas se separan por sedimentación, usando para ello una pipeta Robinson, Este método se realizó de acuerdo al siguiente procedimiento:

- a) Se pesaron 20 g de suelo tamizado por 2 mm, al cual se le añadió H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> al 6 % para la eliminación de la materia orgánica, dejando el suelo en contacto con el H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> hasta que no se observe espuma, lo cual puede suceder a las 48 horas, dependiendo del contenido de materia orgánica de la muestra.
- b) Una vez destruida la materia orgánica, se le agregan 50 ml de HCl 1 N para disolver los compuestos de hierro y aluminio que contribuyen a la agregación. Después se esperan 20 minutos, agitando de vez en cuando, a continuación se filtra y se lava con agua destilada hasta que el filtrado no dé positivo para cloruros (test de AgNO<sub>3</sub>). A continuación se trasvasa el contenido de los filtros a botellas de agitación de un litro de volumen, procurando no sobrepasar 0,5 L de

suspensión durante el proceso, posteriormente se agregan 20 mL de Hexametáfosfato de sodio más carbonato de sodio (Calgon), que actúa como agente dispersante, haciendo que las partículas de arcilla no floculen. Posteriormente se agita durante 2 horas.

- c) Después de la dispersión, se tamiza la muestra en húmedo, usando un tamiz con una malla de 50  $\mu\text{m}$ , para separar las arenas del resto de las fracciones, procurando no utilizar más de 1 L de agua. Las arenas se secan en cápsulas para su posterior separación en arena gruesa (AG) y arena fina (AF), usando un tamiz de 200  $\mu\text{m}$ .
- d) El resto del material se lleva a probetas de 1 L, se agita para homogeneizar la suspensión y se toman alícuotas a diferentes tiempos, desde que se deja de agitar. Los tiempos de muestreos son:

$$t = 0 \text{ (LG + LF + Arc)}$$

$$t = 4' 48'' \text{ (LF + Arc)}$$

$$t = 8 \text{ hs (Arc).}$$

- e) Estas alícuotas se colocan en crisoles y se secan en estufa a 110 °C, hasta peso constante. Los resultados son representados en porcentajes.
- f) Para determinar la clase textural se utilizan los porcentajes del contenido de arena total, limo total y de la arcilla, usando el diagrama textural o triángulo textural para introducir los datos. En esta tesis se utilizó el propuesto por el Departamento de Agricultura de los EE.UU. (USDA, 1996).

#### **3.2.4. DENSIDAD APARENTE**

Se utilizó el "Método del cilindro" para la determinación de la densidad aparente ( $\rho_b$ ) del suelo (GUITIÁN Y CARBALLAS, 1976; PORTA *et al.*, 1999), utilizando un cilindro con un diámetro de 5 cm y una altura de 5 cm siendo, por tanto su volumen del de 98,174  $\text{cm}^3$ .

El protocolo que se utilizó fue el siguiente: se introduce el cilindro en el suelo con ayuda de una sonda, se quita y se enrasan perfectamente ambas caras del cilindro con ayuda de un cuchillo, poniendo especial cuidado de no perder suelo y además de que el

exterior de la pared lateral del cilindro no tenga tierra pegada. Luego se quita el suelo que contiene el cilindro, se coloca en una bolsa de polietileno y se lleva al laboratorio. El suelo es secado a 105 °C y se determina la densidad aparente relacionando el peso del suelo seco a 105 °C con el volumen del cilindro de acuerdo con la ecuación:

$$\rho_b = \frac{PS}{V} \quad (14)$$

Donde:

$\rho_b$  = densidad aparente de suelo (gr cm<sup>-3</sup>).

PS = peso seco a 105 °C del suelo contenido dentro del cilindro (g).

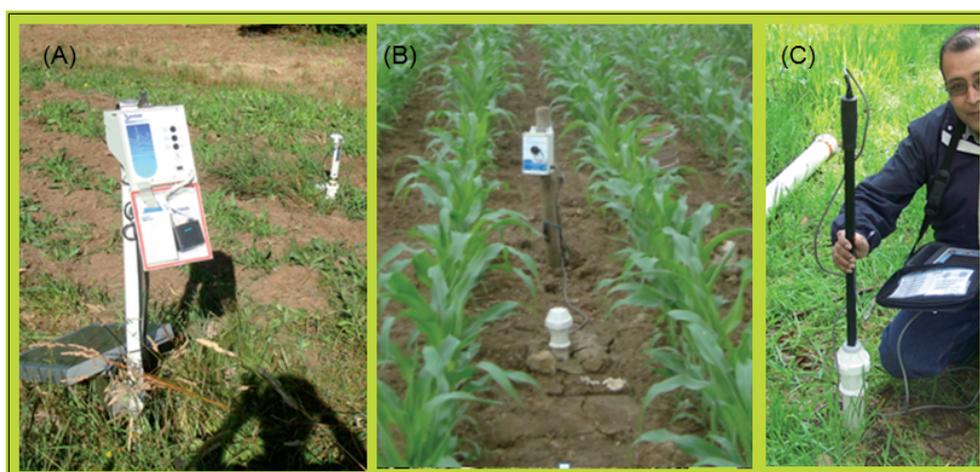
V = volumen del cilindro (cm<sup>3</sup>).

### 3.3. MEDIDA DEL CONTENIDO EN AGUA DEL SUELO

Para llevar a cabo las medidas de humedad del suelo se utilizaron sensores de humedad de tipo FDR (*Frequency Domain Reflectometry*), también llamada sonda de capacitancia (Figura 14).

En esta tesis se utilizaron dos sistemas de medición humedad del suelo: un modelo portátil de medición manual (Diviner 2000 de Sentek) y sensores fijos de medida automática modelo Enviroscan (EnviroScan solo y Sentek RT6).

Para todos los casos fueron necesarios la instalación de tubos de acceso, son tubos de PVC con sus respectivos accesorios y especificaciones propuestas por el fabricante (véase instalación de tubos de acceso).



**Figura 14.** Sondas de capacitancia FDR para la estimación de la humedad en el suelo  
A) sonda multisensor modelo RT6, B) sonda multisensor modelo EnviroSCAN®Solo y  
C) sonda de lectura manual modelo Diviner 2000.

#### 3.3.1 INSTALACIÓN DE LOS TUBOS DE ACCESO

Para poder estimar la humedad en el suelo, es necesario instalar previamente un tubo de acceso donde se insertará la sonda en cada lectura (en el caso del equipo portátil Diviner2000), los sensores permanentes (para el caso de las sondas automáticas: EnviroScan Solo y RT6). Estos tubos están fabricados de PVC y se instalaron en el suelo de forma que allí se mantendrán permanentemente.

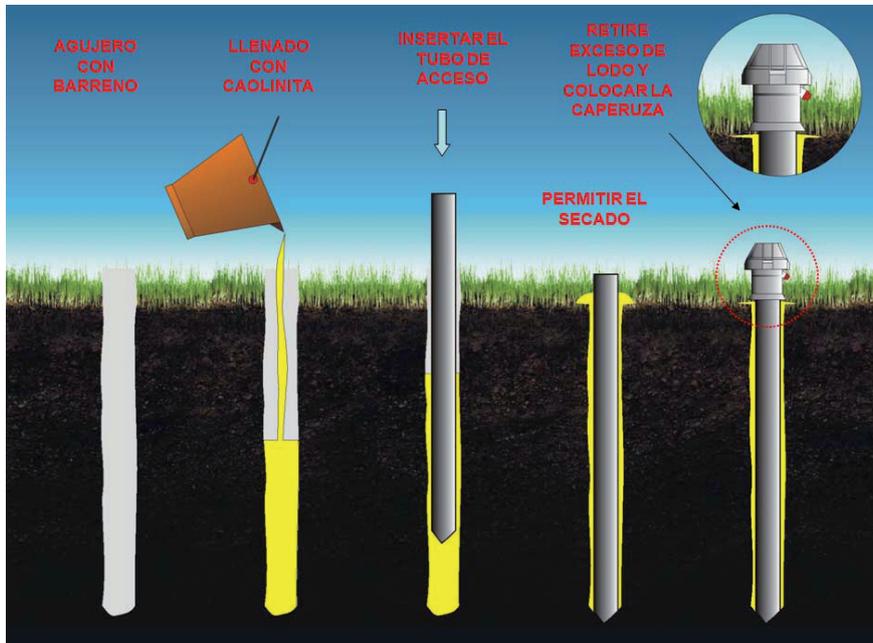
Para la instalación de los tubos de acceso es necesario el siguiente material:

- Barrena de 6 cm de diámetro.
- Tamiz de 2 mm de paso de rejilla.
- Arcilla no expansiva (caolinita)
- Cemento
- Cubo de agua
- Agua
- Tubo de acceso de PVC y sus respectivos complementos (caperuzas y tapas inferiores).

Para la instalación de los tubos de acceso en el terreno, se realizó de acuerdo al siguiente procedimiento:

- Como primer paso, los tubos de acceso se sellaron en su extremo inferior con tapones especiales de PVC.
- Se hizo la perforación en el terreno utilizando barrenas (de diámetros específicos). En condiciones óptimas esta perforación deberá ser de un metro con sesenta centímetros de profundidad, aunque esta profundidad está condicionada por el terreno. En terrenos demasiado pedregosos la profundidad se adecuara a las condiciones que el terreno ofrezca.
- Una vez practicada la perforación se procede a tamizar el suelo y juntamente con la caolinita y el cemento se hace con él una pasta espesa, con la que se llenará el agujero aproximadamente hasta la mitad. Con este procedimiento conseguimos que no quede aire entre el tubo y el terreno. Es importante que la pasta sea lo más espesa posible, pero sin llegar a perder demasiada fluidez, ya que de lo contrario al secarse se formarían grietas de aire que a su vez perturbarían las mediciones.
- Seguidamente se introduce el tubo en la perforación y se empuja hasta que llegue al tope, al hacer esto hay que asegurarse de que el barro llegue a rebosar para asegurarse de que no queda aire entre el tubo y el terreno.

- Finalmente en su extremo superior los tubos de acceso ya instalados se sellaron con una caperuza hermética (Figura 15).



**Figura 15.** Proceso de instalación de los tubos de acceso en el suelo

### 3.3.2. SONDAS DE CAPACITANCIA PORTÁTILES Diviner 2000

La sonda Diviner 2000 es un sistema portátil de medición de la humedad del suelo ( $\theta$ ). Consta de una unidad de almacenamiento de datos, con su respectiva pantalla de visualización y de una sonda con su respectivo sensor, tal como se muestra en la Figura 16.



**Figura 16.** Disposición general de la unidad de visualización y de la sonda Diviner 2000.

Los datos de humedad se recogen mediante una red de tubos de acceso instalados en sitios seleccionados dentro de las parcelas. La sonda estima el contenido de humedad en el suelo a intervalos uniformes (cada 10 cm) a través del perfil. Los valores de humedad del suelo se leen a través de la pared de un tubo de acceso.

Para efectuar la medición de  $\theta$ , la sonda del Diviner 2000 debe introducirse y extraerse lentamente hasta el fondo del tubo de acceso, sin efectuar detenciones. Es decir se efectúa un barrido. Esto permite realizar un registro de la  $\theta$  en todo el horizonte del perfil del suelo, hasta la profundidad que llegue la sonda.

Las lecturas efectuadas con la sonda representan el contenido de humedad del suelo en un determinado momento y a una profundidad específica.

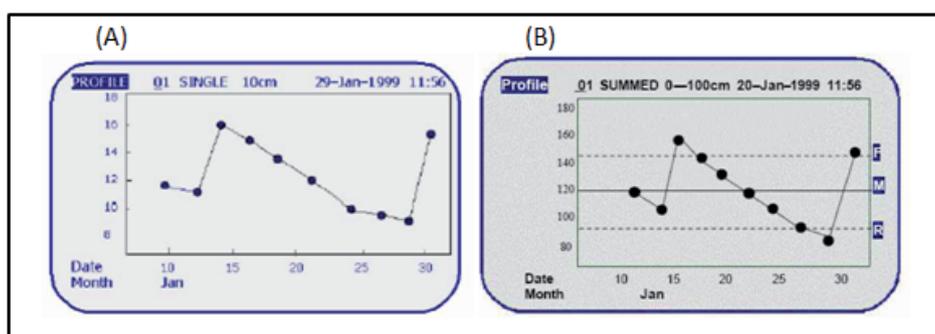
En este trabajo, las mediciones de  $\theta$  en las parcelas experimentales fueron realizadas 3 veces por semana.

El equipo Diviner 2000, entrega 2 opciones básicas de visualización de resultados. La primera indica milímetros de agua que existen en cada sección de 10 cm de profundidad de suelo (SINGLE), y visualiza como se muestra en la Figura 17A; donde en el eje X aparecen las fechas de medición y el eje Y se indican los % de humedad encontrados en esa sección.

Como segunda opción se pueden mostrar los datos de humedad correspondientes a todo el perfil; es decir sumados (SUMMED), y el valor que aparece en pantalla corresponde a la suma de los contenidos de humedad de todos los intervalos o secciones (Figura 17B).

El equipo permite visualizar la información histórica registrada, lo cual es de gran utilidad para evaluar el comportamiento de la humedad del suelo a lo largo del tiempo, y el efecto que han producido los aportes y pérdidas de agua, en el régimen hídrico de los suelos.

Toda la información almacenada en el Diviner 2000 fue transferida a un ordenador y se procesaron los datos de humedad de suelo mediante el software Irrimax© y una planilla Excel, obteniéndose resultados estadísticos, gráficos y otros.



**Figura 17.** Pantalla de la unidad de visualización y almacenaje del Diviner 2000, A) datos de humedad del suelo en el tiempo de una de las secciones medidas. B) datos de humedad del total del perfil del suelo evaluado.

### 3.3.3. SONDAS DE CAPACITANCIA FIJAS EnviroSCAN®

*a) Modelo RT6* Consta de un registrador central (datalogger) que recoge los datos obtenidos por las diferentes sondas y sensores de EnviroSCAN®.

En este modelo RT6, la energía es suministrada por una batería de 12 v y un panel solar (figura 14a), garantizando, de esta manera, una autonomía de trabajo con un tiempo indefinido.

Para este trabajo se instalaron 6 sondas con 6 sensores cada una. Estos sensores se ubicaron a 10, 20, 40, 60, 90, 100 y 120 cm de profundidad. Las seis sondas se

encuentran conectadas mediante cables al lector acumulador RT6. La instalación de los tubos de acceso para insertar las sondas y los sensores fue llevada a cabo según lo descrito anteriormente (véase: Instalación de tubos de acceso).

Mediante el software “RT6 Logger Manager” se programaron las lecturas de humedad de suelo a intervalos de 60 minutos, de manera que la información recogida reflejaba la dinámica del agua en el suelo en tiempo real.

Los datos acumulados en este aparato fueron descargados periódicamente, directamente a un ordenador portátil mediante el software “Data Exchange”.

**b) Modelo EnviroSCAN® Solo.** Es un sistema automático de medición continua de humedad del suelo. Utilizando la tecnología internacionalmente reconocida de Sentek, EnviroSCAN Solo consiste en una sonda multisensor que funciona con baterías alcalinas, conectada a la unidad cabezal, que permite descargar los datos *in situ* mediante un ordenador portátil o SoloPORTER™ (Figura 14b).

Estas sondas fueron instaladas en las parcelas del CIAM en parcelas de praderas y maíz y, de la misma manera, en El Abelar en plantaciones de eucalipto.

Cada sonda fue instalada con 6 sensores, con la misma distribución que el caso anterior, la metodología de la instalación de los tubos de acceso, se ha descrito anteriormente (véase: Instalación de tubos de acceso).

Las lecturas de humedad del suelo fueron programadas, para ser colectadas a intervalos de 60 minutos.

Para el tratamiento, análisis y estudio de la información obtenida de este aparato, se utilizó el software IrriMAX, de Sentek, El cual nos permitió una mejor visualización grafica de contenido de humedad en el suelo.

#### ***Descripción de los sensores EnviroSCAN***

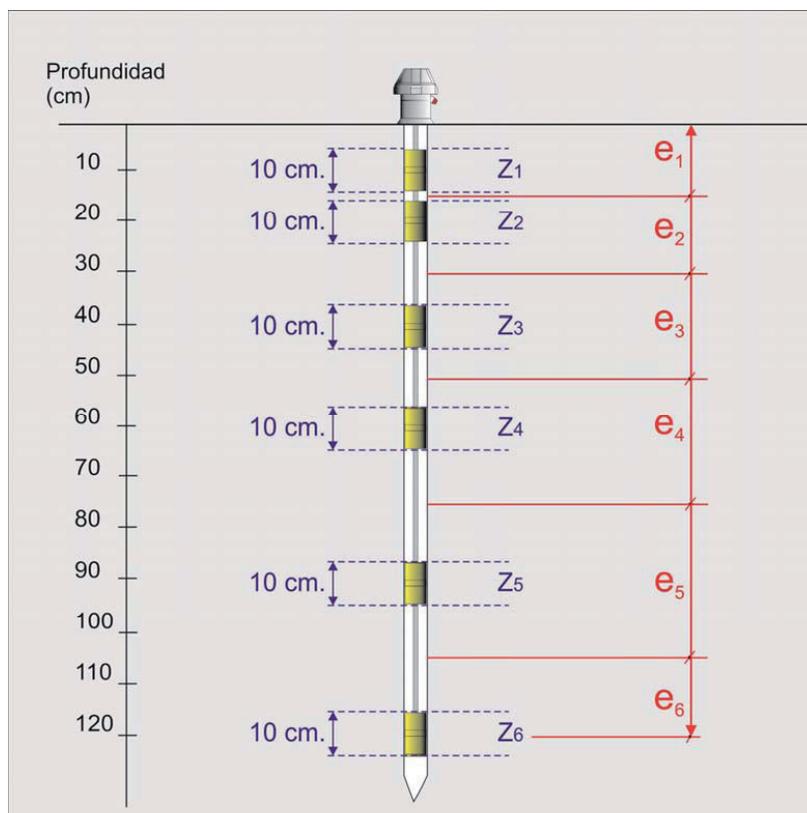
Cada sensor se compone de dos anillos metálicos de 50.5 mm de diámetro y 25 mm de anchura, separados por otro de plástico de igual diámetro y 12 mm de anchura. Una vez instalado, el tubo de acceso y los anillos del sensor deberán ser exactamente coaxiales, de manera que la distancia entre la cara exterior de los anillos y la pared interior del tubo sea uniforme e igual a 0,4 mm. Esto se consigue gracias a unos pequeños resortes

de plástico que cada sensor lleva en sus extremos. Los anillos metálicos actúan como placas o armaduras de un condensador, cuyo campo se extiende por el suelo que lo circunda (PALTINEANU y STARR, 1997). La capacidad de ese condensador ( $C_s$ ) estará por tanto directamente relacionada con la constante dieléctrica del suelo. A 20°C, la constante dieléctrica de la matriz del suelo está comprendida entre 3 y 7, la del aire es 1 y la del agua, 80,4. De manera que las propiedades dieléctricas del suelo y por tanto,  $C_s$  dependerán de las fracciones volumétricas de aire y agua en el mismo o, en otras palabras, de su contenido de humedad.

***Distribución en profundidad de los sensores de la sonda EnviroSCAN***

Para estudiar el comportamiento del sistema EnviroSCAN como equipo de medida del contenido de agua en el suelo, tanto para cada una de las profundidades de medida como para una profundidad determinada, elegida previamente. Así, eligiendo como profundidad de cálculo, el perfil de suelo que se optó por evaluar la dinámica hídrica del suelo y en el que se encuentra la mayor parte del sistema radicular de la cobertura vegetal, a cada profundidad de medida se le asoció una proporción determinada de la profundidad total del perfil del suelo.

En la figura 18 y la tabla 4 se muestra un esquema genérico de distribución en profundidad de los sensores del sistema EnviroSCAN ( $Z_i$ ), así como los perfiles de suelo asociados a cada profundidad de medida ( $e_i$ ).



**Figura 18.** Esquema genérico de distribución en profundidad de los sensores de las sondas EnviroSCAN, profundidad de cada sensor ( $z_i$ ); perfiles de suelo asociados a cada profundidad de medida ( $e_i$ ).

**Tabla 4.** Valores del contenido de agua del suelo calculado para el sistema EnviroSCAN a las diferentes profundidades en el perfil de suelo estudiado

$Z_i$	$e_i$	$\theta_{Z_i}$	$\theta_i$ calculado
10	15	$\theta_{10}$ cm	$\theta_{10}$ cm
20	15	$\theta_{20}$ cm	$(\theta_{20}$ cm + $\theta_{40}$ cm)/2
40	20	$\theta_{40}$ cm	
60	25	$\theta_{60}$ cm	$(\theta_{60}$ cm + $\theta_{90}$ cm)/2
90	30	$\theta_{90}$ cm	
120	15	$\theta_{120}$ cm	$(\theta_{90}$ cm + $\theta_{120}$ cm)/2

Las ecuaciones generales utilizadas para el cálculo del contenido medio de agua del perfil de suelo son las siguientes:

$$(\theta_{ES})_Z = \frac{\sum_{i=1}^n e_i \theta_{Z_i}}{Z} \quad (15)$$

Donde:

$n$  = número de sensores instalados en cada una de las sondas

$e_i$  = espesor de suelo asociado a cada sensor (mm)

$Z_i$  = profundidad a la que se encuentra situado cada sensor (cm)

$\theta_{Z_i}$  = contenido de agua medido a la profundidad  $Z$  ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )

Donde la profundidad total del perfil  $Z$  y es representado según la ecuación:

$$Z = \sum_{i=1}^n e_i \quad (16)$$

### 3.3.4. LA CALIBRACIÓN DE LA Sonda FDR

Las ecuaciones de calibración de la sonda DIVINER2000 son derivadas de un análisis de regresión de las medidas de SF (frecuencia escalada) frente a la humedad obtenida mediante el método gravimétrico  $\theta_v$  (%). El fabricante proporciona una ecuación por defecto, que se puede emplear si lo que se desea es seguir la dinámica del agua en el suelo, es decir, los datos relativos. Al margen de esto, es posible desarrollar una ecuación de calibración específica para cada suelo. En muchas ocasiones los datos obtenidos mediante la ecuación de calibración no presentan una diferencia significativa con los datos de la ecuación proporcionada por el fabricante, en tal caso, el uso de la ecuación de calibración proporcionada por el fabricante es viable.

Primeramente se realizó la normalización del aparato, obteniéndose las frecuencias normalizadas (SF) según la siguiente ecuación:

$$SF = (F_A - F_S) / (F_A - F_W) \quad (17)$$

Donde:

$F_A$  = Lectura realizada por el Diviner 2000 en un tubo de PVC al aire

$F_W$  = Lectura realizada por el Diviner 2000 en un tubo de PVC sumergido en agua

$F_S$  = Lectura en un tubo de PVC en el suelo

Se realizaron estimaciones de la humedad volumétrica con el Diviner 2000, a profundidades de 10, 20, 30, y 50 cm respectivamente, simultáneamente a las mismas profundidades y muy próximos a los tubos de acceso, se tomaron muestras inalteradas de suelo para determinar la humedad del suelo en el laboratorio mediante el método gravimétrico (Figura 19), con estos datos se establecieron pares entre el contenido volumétrico de agua de las muestras, determinado en laboratorio, y sus respectivas lecturas de frecuencia normalizada. Luego se diseñó un gráfico, donde la variable independiente fueron valores del contenido volumétrico de agua de las muestras, y la variable dependiente fueron los valores de frecuencia normalizada, obtenida con las lecturas realizadas por el Diviner 2000.

A través de esta gráfica se obtuvo una ecuación de calibración y mediante análisis de regresión se determinó el coeficiente de determinación ( $R^2$ ). La ecuación obtenida debe ser de la forma:

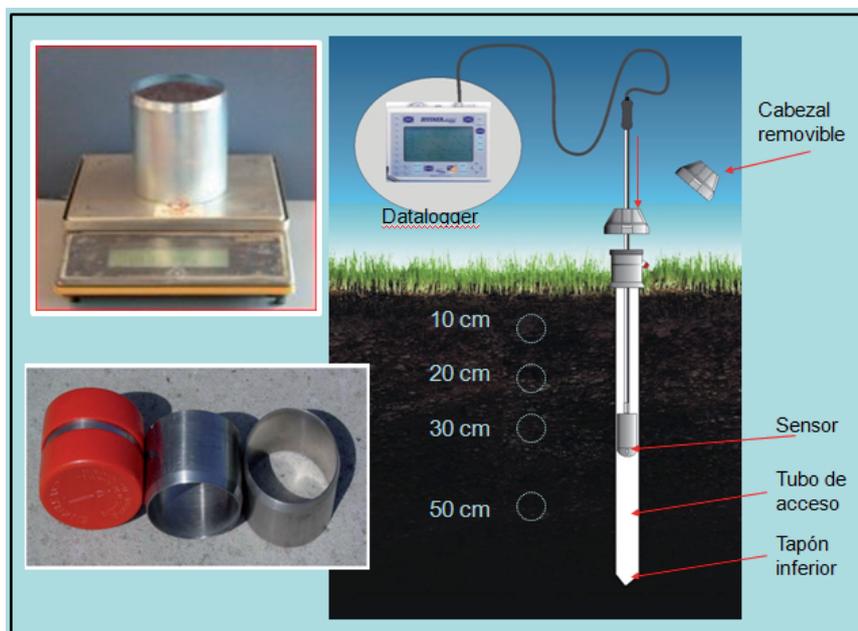
$$SF = A(\theta_v^B) + C \quad (18)$$

Donde:

SF = frecuencia escalada o normalizada (adimensional)

A, B y C = coeficientes de calibración dependientes del tipo de suelo

$\theta_v$  = contenido volumétrico (%)



**Figura 19.** Esquema de la toma de muestras para la calibración de la sonda de capacitancia Diviner 2000 y los materiales para determinar la humedad del suelo mediante el método gravimétrico.

Diversos autores han tratado de desarrollar ecuaciones de calibración de equipos FDR. PALTINEAUU y STARR (1997) desarrollaron una ecuación de calibración en laboratorio con un equipo similar al Diviner2000 (EnviroSCAN) y obtuvieron una ecuación de calibración con un  $R^2$  de 0,992. Resultados similares obtuvieron GROVES y

ROSE (2004), quienes con un equipo Diviner 2000, también en laboratorio, lograron ecuaciones para seis suelos distintos, cuyos  $R^2$  variaron entre 0,93 y 0,97. Aunque el fabricante de la sonda Diviner2000 no especifica en qué condiciones desarrolló sus ensayos, podemos suponer que fue en condiciones de laboratorio.

En contraposición, MORGAN *et al.* (1999) obtuvieron una ecuación de calibración utilizando un EnviroSCAN, pero a diferencia de los autores anteriores éstos hicieron sus ensayos en campo. Para esta ecuación el ajuste es de un  $R^2$  de 0,831. HIDALGO *et al.* (2003) realizaron otra ecuación de calibración en condiciones de campo, obteniendo un  $R^2$  de 0,808. Más tarde, ZÚÑIGA (2004) elaboró otra ecuación con una bondad en el ajuste de 0,8125.

Los resultados obtenidos por S. J. GROVES y S. C. ROSE se presentan en la Tabla 5.

**Tabla 5.** Ecuaciones de calibrado y densidades medias del suelo obtenidos por S. J. GROVES y S. C. ROSE

Textura del suelo	Ecuación de la calibración Diviner	$R^2$	P. valor	Densidad aparente media del suelo ( $\text{g cm}^{-3}$ )
Suelo arenoso	$SF=0,2162 \theta_v^{0,4149}$	0,97	< 0,001	1,58 ( $\pm 0.10$ )
Franco-arenoso	$SF 0,2532 \theta_v^{0,3628}$	0,97	< 0,001	1,44 ( $\pm 0.10$ )
Franco-arcilloso	$SF=0,3531 \theta_v^{0,2621}$	0,96	< 0,001	1,39 ( $\pm 0.08$ )
Arcilloso	$SF=0,3107 \theta_v^{0,2966}$	0,93	< 0,001	1,09 ( $\pm 0.07$ )
Orgánico franco-arenoso	$SF=0,1765 \theta_v^{0,4434}$	0,97	< 0,001	1,02 ( $\pm 0.08$ )
Suelo órgano-mineral	$SF=0,2161 \theta_v^{0,3788}$	0,97	< 0,001	0,83 ( $\pm 0.14$ )

### 3.4. DETERMINACIÓN DE LAS CURVAS CARACTERÍSTICAS DE HUMEDAD DE LOS SUELOS

#### 3.4.1. MEMBRANA A PRESIÓN DE RICHARDS

La membrana (placa) a presión desarrollada por RICHARDS (1947), es un método actualmente vigente debido a la simplicidad para determinar puntos de la curva de retención de tensiones elevadas ( $>100$  kPa). El aparato utilizado está formado por una cámara a presión hermética de acero (Figura 20), donde se colocan las muestras (hasta un máximo de 15). En su base se coloca una placa cerámica semipermeable, que deja drenar el agua extraída de las muestras a través de un colector.

La técnica se basa en la inyección de aire comprimido a una presión equivalente al potencial matricial a determinar. El equilibrio hidrodinámico de las muestras se consigue cuando han dejado de drenar agua (MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ y LÓPEZ-BERNÚDEZ, 1996). El proceso finaliza con el pesado de las muestras y secado a  $105^{\circ}\text{C}$  durante 24 horas. De esta forma y por diferencia de pesos se determina el contenido hídrico de la muestra (véase 3.3.2. Medición del contenido hídrico en laboratorio).



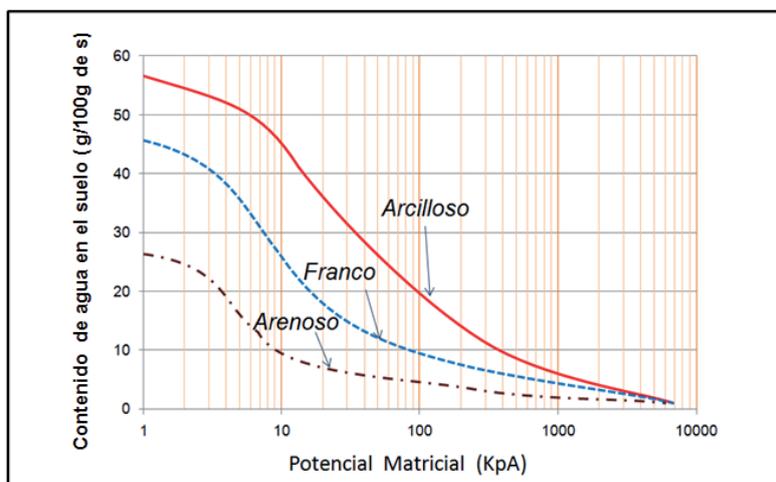
**Figura 20.** Equipo Richards (A) Extractor (olla presión) conteniendo en su interior las placas cerámicas de Richards, (B) las muestras de suelo en proceso de saturación, iniciando la determinación de la retención de humedad en los suelos.

La curva característica de humedad del suelo se determinó mediante el método de RICHARDS siguiendo este procedimiento:

- a) Primeramente, las muestras de suelo (inalteradas) recolectadas en el campo, dentro de sus respectivos anillos metálicos (de volumen conocido) fueron sellados en su parte inferior con un paño poroso y permeable asegurándolas con ligas de goma. Seguidamente las muestras de suelo fueron saturadas mediante una lámina de agua con una elevación gradual dentro de una bandeja, hasta llegar cerca de los 2/3 de la altura de los anillos que contienen las muestras, (esto se consiguió aproximadamente en 48 horas), Luego de la saturación, se pesaron las muestras para la determinación del contenido de agua de la muestra en el punto de saturación (Figura 20b).
- b) Después de la saturación y pesado de las muestras, éstas se llevaron, sobre la placa porosa (placa cerámica), dentro del interior de la cámara de presión, teniendo cuidado en conectar los canales de drenaje de la cámara.
- c) Una vez que la cámara ha sido herméticamente cerrada se aplica una determinada presión (utilizando aire comprimido). Dicha presión es registrada a través de manómetros instalados en el sistema. Mediante este procedimiento, la muestra de suelo va perdiendo humedad por la acción de la presión ejercida sobre ella. El flujo de agua cesa cuando la tensión con que es retenida el agua en el suelo, coincide con la presión aplicada. Posteriormente se extrajeron las muestras y se determinó su porcentaje de humedad mediante el método gravimétrico.
- d) Los puntos de tensión aplicados fueron predeterminados de la siguiente manera: -6, -10 (capacidad de campo), -30, -100, -300 y -1500 (punto de marchitez permanente) KPa.
- e) A cada tensión aplicada (siempre en orden creciente), fueron retiradas las muestras de la cámara después de que el excedente de humedad dejó de drenar (equilibrio entre la tensión aplicada y la humedad relacionada). Se pesaron las muestras, seguidamente se colocaron de nuevo a la cámara de presión y, a continuación, se programó el punto de tensión siguiente. Tras ser aplicadas todas

las tensiones, se determinó el contenido de humedad de las muestras (por diferencia de peso), que corresponde al potencial mátrico.

- f) Esta operación se realizó seis veces para cada muestra con las distintas presiones predeterminadas y una vez analizados los contenidos de agua de las correspondientes muestras se determinó la curva de retención de humedad o curva característica del suelo.
- g) Al final de la aplicación de todas las tensiones predefinidas, las muestras de suelo son llevadas a la estufa a 105°C, hasta obtener un peso constante (aproximadamente a las 48 horas) con lo que se determinaron el peso seco y la densidad aparente de las muestras de suelo.
- h) El contenido de agua en las muestras de suelo se calculó tanto en base a la masa ( $\text{g g}^{-1}$ ) como al volumen ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ). Para este último, fue necesario el valor de la densidad aparente de las muestras.
- i) Después de la determinación del contenido de agua en el suelo, en todos los puntos de tensión aplicados (potenciales mátricos), se obtiene las curvas características de retención de agua de los suelos. Luego estas curvas fueron ajustadas de acuerdo con el modelo matemático de VAN GENUCHTEN (véase la sección 3.4.2. medición del contenido hídrico en laboratorio), que permite la determinación de los valores del contenido de agua en el suelo para cualquier potencial mátrico, inclusive en los que no fueron utilizados durante el procedimiento de obtención de la curva (tenemos como ejemplo curvas de retención de humedad para suelos con diferentes texturas en la Figura 21).



**Figura 21.** Curvas de Retención de Humedad del Suelo en tres suelos minerales representativos (BRADY, 1990).

### 3.4.2. MEDICIÓN DEL CONTENIDO HÍDRICO DEL SUELO EN LABORATORIO

El contenido volumétrico de agua en el suelo ( $\theta$ ) en  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$  se puede definir como el volumen de agua retenido en un volumen conocido de suelo y a una tensión determinada.

La técnica que se ha utilizado para determinar la humedad volumétrica del suelo se basa en la relación entre el peso de muestra y su volumen de suelo seco, según:

$$\theta = \left( \frac{\text{volumen agua}}{\text{volumen suelo seco}} \right) \quad (19)$$

### 3.4.3. AJUSTE ENTRE POTENCIAL MATRICIAL ( $\Psi$ ) Y HUMEDAD VOLUMÉTRICA ( $\theta$ )

La estimación de la relación entre humedad volumétrica y potencial mátrico,  $\theta$  ( $\Psi$ ), se ha realizado ajustando las curvas de retención de humedad del suelo observadas usando el modelo propuesto por VAN GENUCHTEN (1980).

El modelo de VAN GENUCHTEN (1980) que determina el contenido hídrico del suelo en función de la succión (h) viene descrito por la siguiente ecuación:

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad (20)$$

Donde:

$\theta_s$  = humedad volumétrica a saturación.

$\theta_r$  = humedad volumétrica residual.

h = succión con signo positivo.

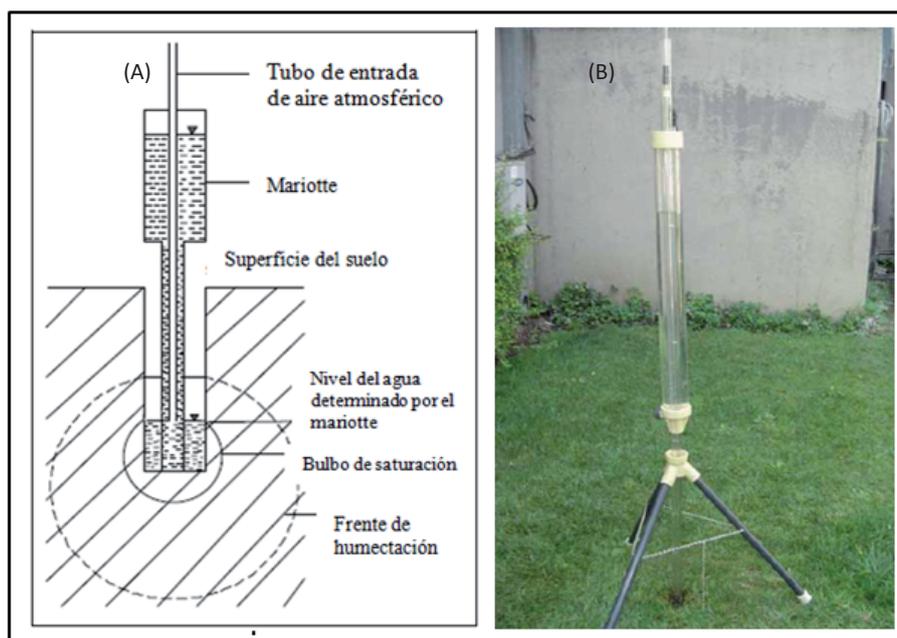
$\alpha$ , n y m = parámetros que determinan la forma de la curva de retención.

### 3.5. CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA

#### 3.5.1. DETERMINACIÓN DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SATURADA

La determinación en campo de la conductividad hidráulica saturada ( $K_{fs}$ ) se ha realizado utilizando un permeámetro de Guelph o de pozo con carga constante en  $\text{cm h}^{-1}$  (S.I.  $\text{m s}^{-1}$ ), modelo 2800K1 de Soilmoisture Equipment Corp® (REYNOLDS *et al.*, 1983; REYNOLDS y ELRICK, 1985 y 1986).

El permeámetro de Guelph (Figura 22b), consiste en un tubo conectado a un recipiente graduado (Mariotte) lleno de agua. El tubo, abierto en su base, se introduce dentro de un pozo de diámetro determinado (Figura 22a). El Mariotte tiene una doble función: mantener un nivel determinado de agua, o "carga hidráulica" constante y medir el flujo de agua que se está produciendo desde el pozo hacia el área de suelo alrededor de éste.



**Figura 22.** A) Esquema del permeámetro de Guelph (ELRICK y REYNOLDS, 1992). B) permeámetro de Guelph o de pozo con carga constante modelo 2800K1 de Soilmoisture Equipment Corp®.

La conductividad hidráulica a saturación del suelo se determina a partir del flujo constante, propio del régimen estacionario, a partir de la ecuación (ELRICK *et al.*, 1989):

$$K_{fs} = \frac{CQ_s}{\left[ 2\pi H^2 + C\pi a^2 + \left( \frac{2\pi H}{\alpha} \right) \right]} \quad (21)$$

Donde:

C = factor a dimensional que depende de la relación (H/a)

Q<sub>s</sub> = flujo de recarga hídrica permanente en (cm<sup>3</sup>.h<sup>-1</sup>)

H = carga hidráulica (cm).

α = radio del pozo (cm).

a = constante que depende del tipo de suelo, en este caso se ha utilizado un valor de 0,12 cm<sup>-1</sup> (REYNOLDS *et al.*, 1985).

REYNOLDS y ELRICK (1985) y STEPHENS *et al.* (1984) aconsejan multiplicar los valores de K<sub>fs</sub> obtenidos por un factor de 2 y así reducir el efecto del aire atrapado en la matriz porosa, que puede ser causa de la determinación de conductividades por debajo de su valor real.

Se realizaron varias réplicas de ensayos infiltrométricos con permeámetro de Guelph para cada lugar donde se llevó a cabo la estimación de la humedad de suelo, a dos profundidades (15 y 25 cm). Para el cálculo de la conductividad hidráulica saturada se utilizó el método propuesto por ELRICK con una carga de agua de 5 y 10 cm. El procedimiento de cálculo con estos métodos se encuentra descrito por DAFONTE *et al.* (1998).

### 3.6. CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN

#### 3.6.1. EVAPOTRANSPIRACIÓN MEDIANTE BALANCE DE AGUA EN EL SUELO

De acuerdo con ALLEN *et al.* (2006), la evapotranspiración puede determinarse midiendo varios componentes del balance de agua en el suelo. El método consiste en evaluar el flujo de agua que entra y sale de la zona radicular del cultivo dentro de un determinado periodo de tiempo (Figura 23). De acuerdo con la ecuación:

$$ET = R + P - ES - D + C \pm \Delta FS \pm \Delta SW \quad (22)$$

Donde:

ET = evapotranspiración

P = precipitación

R = aportes de agua mediante el riego

ES = escorrentia superficial

D = percolación profunda

C = movimiento de agua por capilaridad

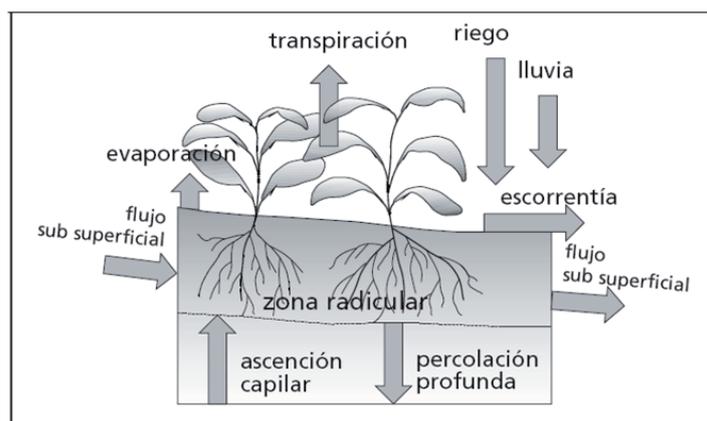
$\Delta FS$  = flujo de agua sub superficial

$\Delta SW$  = cambio en el contenido de agua en el suelo

La precipitación (P) es el agua que se aporta a la zona radicular. Parte de R y P pueden perderse por escorrentia superficial (ES), y percolación profunda (D) lo cual eventualmente recargará la capa freática. El agua también puede ser transportada hacia la superficie mediante capilaridad (C) desde la capa freática sub-superficial hacia la zona de raíces o ser incluso transferida horizontalmente por flujo sub-superficial hacia dentro (FSin) o fuera (FSout) de la zona radicular ( $\Delta FS$ ).

Sin embargo, excepto bajo condiciones de pendientes pronunciadas, normalmente los valores de FSin y FSout son mínimos y pueden no ser considerados. La evaporación del

suelo y la transpiración del cultivo pueden agotar el agua de la zona radicular. Si todos los otros flujos aparte de la evapotranspiración (ET) pueden ser evaluados, la evapotranspiración se puede deducir a partir del cambio en el contenido de agua en el suelo ( $\Delta SW$ ) a lo largo de un periodo de tiempo.



**Figura 23.** Balance de agua en el suelo de la zona radicular (fuente: ALLEN *et al.*, 2006)

Algunos flujos como el flujo sub-superficial, la percolación profunda y la capilaridad desde la capa freática son difíciles de medir y pueden no considerarse en periodos cortos de tiempo. El método del balance de agua en el suelo generalmente solo puede dar estimaciones de ET para periodos largos de tiempo del orden de una semana o diez días.

### 3.6.2. CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA (ET<sub>o</sub>)

El cálculo de la evapotranspiración de referencia (ET<sub>o</sub>) se realizó a través del método FAO Penman-Monteith (ALLEN *et al.*, 2006) que es una combinación de la ecuación original y de las ecuaciones correspondientes a las resistencias aerodinámica y del cultivo.

Este método fue establecido luego que un panel de expertos e investigadores en riego se reunieron, organizados por la FAO en mayo de 1990, en colaboración con la Comisión Internacional para el Riego y Drenaje y con la Organización Meteorológica Mundial, con el fin de revisar las metodologías previamente propuestas por la FAO para el cálculo de los requerimientos de agua de los cultivos y para elaborar recomendaciones sobre la revisión y la actualización de procedimientos a este respecto.

El panel de expertos recomendó la adopción del método combinado de Penman-Monteith como nuevo método estandarizado para el cálculo de la evapotranspiración de referencia y aconsejó sobre los procedimientos para el cálculo de los parámetros que la fórmula incluye. El método FAO Penman-Monteith fue desarrollado haciendo uso de la definición del cultivo de referencia como un cultivo hipotético con una altura asumida de 0,12 m, con una resistencia superficial de 70 s m<sup>-1</sup> y un albedo de 0,23 y que representa a la evapotranspiración de una superficie extensa de pasto verde de altura uniforme, creciendo activamente y adecuadamente regado. Este método reduce las imprecisiones de los métodos anteriores y produce globalmente valores más consistentes con datos reales de uso de agua de diversos cultivos.

El método de FAO Penman-Monteith para estimar ET<sub>O</sub>, se deriva de la ecuación original de Penman-Monteith y las ecuaciones de la resistencia aerodinámica y superficial, obteniéndose:

$$ET_O = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad (23)$$

Donde:

- ET<sub>O</sub> = evapotranspiración de referencia (mm día<sup>-1</sup>)
- R<sub>n</sub> = radiación neta en la superficie del cultivo (MJ m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup>)
- R<sub>a</sub> = radiación extraterrestre (mm día<sup>-1</sup>)
- G = flujo del calor de suelo (MJ m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup>)
- T = temperatura media del aire a 2 m de altura (°C)
- u<sub>2</sub> = velocidad del viento a 2 m de altura (m s<sup>-1</sup>)
- e<sub>s</sub> = presión de vapor de saturación (kPa)
- e<sub>a</sub> = presión real de vapor (kPa)
- (e<sub>s</sub>-e<sub>a</sub>) = déficit de presión de vapor (kPa)
- Δ = pendiente de la curva de presión de vapor (kPa °C<sup>-1</sup>)
- γ = constante psicrométrica (kPa °C<sup>-1</sup>)

El cálculo de los diferentes parámetros de la ecuación se obtuvo a partir de registros de temperatura del aire y humedad relativa y de las características geográficas de la zona en estudio como la altura o la latitud:

- **Constante psicrométrica " $\gamma$ "**

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon \lambda} \quad (24)$$

Donde:

$\gamma$  = constante psicrométrica (kPa °C<sup>-1</sup>)

$\lambda$  = calor latente de vaporización (2.45 MJ kg<sup>-1</sup>)

$c_p$  = específico a presión constante (1.013 x 10<sup>-3</sup> MJ kg<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>)

$\varepsilon$  = cociente del peso molecular de vapor de agua /aire seco (0,622)

P = presión atmosférica (kPa), calculada con:

$$P = 101,3 \left( \frac{293 - 0,0065z}{293} \right)^{5,26} \quad (25)$$

Donde:

z = altura sobre el nivel del mar (m)

- **Pendiente de la curva de presión de saturación de vapor " $\Delta$ "**

$$\Delta = \frac{4098 \times \left[ 0,6108 \times \exp \left( \frac{17,27 \times T}{T + 237,3} \right) \right]}{(T + 237,3)^2} \quad (26)$$

Donde:

$\Delta$  = pendiente de la curva de saturación de vapor (kPa °C<sup>-1</sup>)

T = temperatura media del aire (°C)

• **Déficit de presión de vapor del aire " $e_s - e_a$ "**

$$e_s = \frac{e^{\circ}(T_{\max}) + e^{\circ}(T_{\min})}{2} \quad (27)$$

Donde:

$e_s$  = presión media de vapor de saturación (kPa)

$e^{\circ}$  = presión de saturación de vapor a la temperatura máxima y mínima (kPa)

Obtenida por:

$$e^{\circ}(T) = 0,6108 \times \exp \left[ \frac{17,27 \times T}{T + 237,3} \right] \quad (28)$$

Donde:

T = temperatura máxima o mínima del aire según se calcule  $e^{\circ}(T_{\max})$  o  $e^{\circ}(T_{\min})$ , respectivamente.

$$e_a = \frac{HR_{\text{media}}}{100} e^{\circ}(T_{\text{media}}) \quad (29)$$

Donde:

$e_a$  = presión real de vapor (kPa)

$HR_{\text{media}}$  = humedad relativa media diaria (%)

$e^{\circ}(T_{\text{media}})$  = presión de saturación de vapor calculado con la temperatura media del aire (kPa)

• **Radiación neta " $R_n$ "**

La radiación solar medida en la cuenca es la radiación incidente o la radiación de entrada. Parte de esta radiación se pierde al ser absorbida, reflejada o re-emitida por la superficie terrestre, constituyendo la diferencia entre la radiación entrante y saliente la radiación neta. Esta radiación neta " $R_n$ " se calcula a partir de la radiación neta de onda corta " $R_{ns}$ " y la radiación neta de onda larga " $R_{nl}$ ", ambas en  $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ :  $R_n = R_{ns} - R_{nl}$ .

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s \quad (30)$$

Donde:

$\alpha$  = albedo o coeficiente de reflexión del cultivo (0.23 para el cultivo de referencia).

$R_s$  = radiación solar incidente medida en la cuenca ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ).

$$R_{nl} = \sigma \left[ \frac{T_{\max,K}^4 + T_{\min,K}^4}{2} \right] \left( 0,34 - 0,14 \sqrt{e_a} \right) \left[ 1,35 \frac{R_s}{R_{SO}} - 0,35 \right] \quad (31)$$

Donde:

$\sigma$  = constante de Stefan-Boltzmann ( $4.903 \times 10^{-9} \text{ MJ } ^\circ\text{K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ).

$T_{\max,K}$  = temperatura máxima absoluta durante un periodo de 24 horas ( $^\circ\text{K}$ ).

$T_{\min,K}$  = temperatura mínima absoluta durante un periodo de 24 horas ( $^\circ\text{K}$ ).

$e_a$  = presión de vapor real (kPa).

$R_s/R_{SO}$  = radiación relativa de onda corta (valores  $< 1,0$ ):

$R_s$  = radiación solar incidente medida ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ),

$R_{SO}$  = radiación solar en un día despejado o radiación solar máxima potencial ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ), la cual se calcula mediante:

$$R_{SO} = (0,75 + 2 \cdot 10^{-5} z) R_a \quad (32)$$

Donde:

$z$  = altura sobre el nivel del mar.

$R_a$  = radiación extraterrestre ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ), que a su vez viene dada por:

$$R_a = \frac{24 \times 60}{\pi} G_{sc} d_r \left[ \omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega) \right] \quad (33)$$

Donde:

$G_{sc}$  = constante solar ( $0.082 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ ).

$d_r$  = distancia relativa inversa Tierra-Sol,

$\omega_s$  = ángulo de radiación a la puesta del sol (rad).

$\delta$  = latitud (rad).

$\varphi$  = declinación solar (rad).

Los valores de  $d_r$ ,  $\omega_s$  y  $\delta$  fueron calculados por las siguientes ecuaciones:

$$d_r = 1 + 0,033 \times \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad (34)$$

$$\delta = 0,409 \times \text{sen}\left(\frac{2\pi}{365} J - 1,39\right) \quad (35)$$

$$\omega_s = \frac{\pi}{2} - \arctan\left[-\tan(\varphi) \tan(\delta)\right] \quad (36)$$

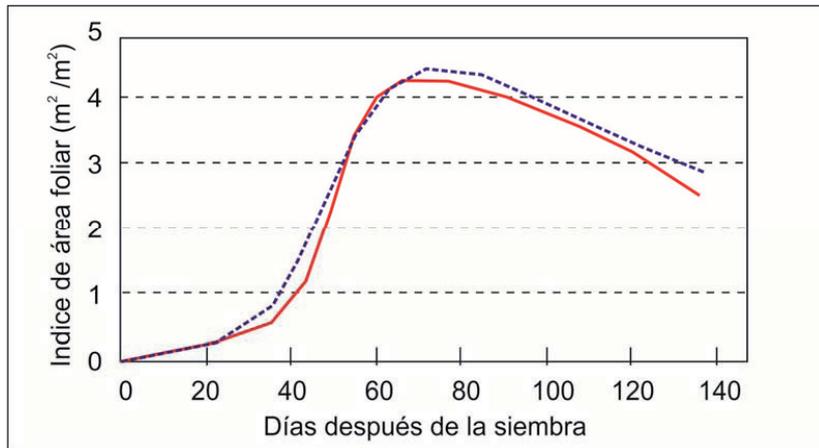
Donde:

$J$  = día del año (1 es 1 de enero y 365 es 31 de diciembre)

Para el cálculo de la ETo por este método a escala diaria se ha empleado la información (temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento a 2 metros del suelo y radiación solar) recogida por las estaciones meteorológicas en el lugar de estudio, las cuales son administradas por Meteogalicia perteneciente a la Xunta de Galicia.

#### ***El índice de Área Foliar (IAF)***

Es una cantidad adimensional que representa el área de la hoja (el haz de la hoja) por unidad de área de suelo debajo de ella. Se expresa como m<sup>2</sup> área foliar por m<sup>2</sup> de área de suelo. El IAF activo es el índice del área foliar que contribuye activamente a la transferencia superficial de calor y de vapor. Esto es generalmente la parte superior, iluminada de un cultivo denso. Los valores de IAF para los diferentes cultivos difieren en gran medida pero valores de 3 a 5 son comunes para muchos cultivos desarrollados. Para un cultivo dado, el IAF cambia a lo largo del periodo de crecimiento y alcanza normalmente su máximo valor antes o en la floración (Figura 24). El IAF también depende de la densidad de las plantas y de la variedad del cultivo.



**Figura 24.** Variación del Índice de área foliar (IAF) a lo largo del periodo de crecimiento del maíz (CIAM años 2008 y 2009).

### 3.7. BALANCE HÍDRICO DEL SUELO

A continuación se describe la metodología usada para determinar el balance hídrico del suelo.

$$\text{Entrada} + \text{Salida} = \text{Cambio de volumen} \quad (37)$$

Las entradas de agua en el sistema son los aportes mediante la precipitación efectiva (R), y el riego (I) mientras que las salidas son el drenaje (Q), y la evapotranspiración (ETc). Así pues, el balance hídrico para una unidad de superficie es:

$$(R + I) \pm (ETc + Q) = \Delta W \quad (38)$$

Donde:

R = precipitación efectiva (mm)

I = Riego (mm)

$\Delta W$  = la variación contenido en agua del suelo durante un período determinado de tiempo ( $\Delta t = t_1 - t_2$ ), (mm)

ETc = Evapotranspiración del cultivo durante el periodo evaluado (mm)

La variación de contenido de agua en el suelo entre los tiempos  $t_1$  y  $t_2$  se determinó mediante la ecuación:

$$\Delta W = \int_0^z \theta(z, t_1) dz - \int_0^z \theta(z, t_2) dz \quad (39)$$

Donde:

z = profundidad de la zona radicular

$\theta$  = humedad del suelo

$t_1$  = tiempo/fecha de inicio

$t_2$  = tiempo / fecha final

Teniendo medidas continuas de la humedad del suelo y valores *in situ* de la precipitación efectiva, que viene a ser igual a la variación en el contenido de agua en el suelo poco después de un aporte hídrico (precipitación).

Si el contenido de agua y/o carga de presión debajo de la zona de influencia radicular son conocidos por tiempos muy cortos, las funciones hidráulicas del suelo pueden

determinarse y en consecuencia, el drenaje a la profundidad  $z$  puede calcularse utilizando:

$$Q = -k(h) \frac{\Delta H}{\Delta z} \Delta t \quad (40)$$

Donde:

$k(h)$  = conductividad hidráulica no saturada ( $\text{cm h}^{-1}$ ) a la carga de presión  $h(\text{cm})$  de la capa de suelo por debajo de la zona radicular

$\Delta H$  = variación de carga hidráulica entre la parte inferior de la sección de la zona de enraizamiento y la sección de el siguiente perfil, donde se controla el contenido de agua

$\Delta z$  = distancia entre el fondo de la zona de enraizamiento y la profundidad en el siguiente perfil del suelo donde se conoce el contenido de agua

La carga hidráulica total (cm) se define como:

$$H = h - z \quad (41)$$

Donde:

$z$  = profundidad por debajo de la superficie del suelo (cm)

El contenido de agua del suelo en un lugar determinado del perfil y la carga de presión en ese lugar puede determinarse por la siguiente ecuación (VAN GENUCHTEN, 1980):

$$|h| = \frac{1}{\alpha} \left[ \Theta^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}} \quad \Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (42)$$

Donde:

$s$  y  $r$  = valores saturado y residual del contenido de agua del suelo ( $\theta$ ), respectivamente

$\Theta$  = contenido de agua a dimensional

$\alpha$  = parámetro de aproximación del suelo (de entrada de aire en el suelo)

$n$  = parámetro de suelo en relacionado con la tasa de saturación

$m$  = parámetro de suelo en relacionado con las condiciones del agua residual

Para simplificar la notación  $h$  en la ecuación (42) se supone que es positivo. El contenido de agua del suelo saturado ( $\theta_s$ ) y residual ( $\theta_r$ ), así como la conductividad

hidráulica saturada ( $K_s$ ), se calcularon utilizando los métodos de TROUT *et al.* (1982) y VAN GENUCHTEN (1980).

Los Valores de:  $\alpha$ ,  $n$  y  $m$ , se determinaron de manera empírica durante el procedimiento de ajuste (Figura 25) obtenido mediante la metodología propuesta por VAN GENUCHTEN (1980), usando la siguiente expresión:

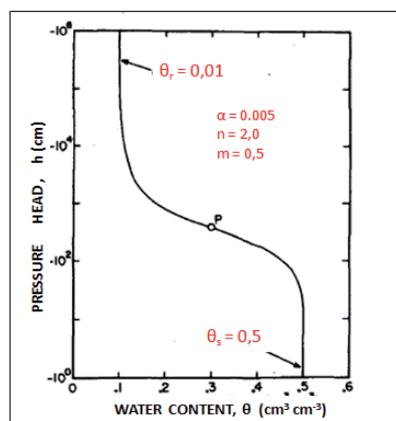
$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad (43)$$

Donde:

$\theta_s$  = contenido volumétrico de agua saturado del suelo ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )

$\theta_r$  = contenido volumétrico de agua residual del suelo ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )

Los límites de la ecuación (43) cuando  $h \rightarrow \infty$  y cuando  $h \rightarrow 0$  son el agua residual y agua saturada, respectivamente. Esta ecuación simultánea se ha utilizado previamente para describir las relaciones de agua del suelo (STARSEV y MCNABB, 2001).



**Figura 25.** Diseño típico de la curva de retención de agua del suelo basada en la ecuación de ajuste de VAN GENUCHTEN (1980), con los valores de  $\theta_r$  y  $\theta_s$  localizados

La relación entre la conductividad hidráulica no saturada y la carga hidráulica  $h(\theta)$  fue propuesta por MUALEM (1976) como:

$$k(h) = k_s \frac{\left[1 - (\alpha h)^{n-1} \left[1 + (\alpha h)^n\right]^{-m}\right]^2}{\left[1 + (\alpha h)^n\right]^{\frac{m}{2}}} \quad (44)$$

Donde:

$k_s$  = Conductividad hidráulica saturada (cm día<sup>-1</sup>)

Los valores de contenido volumétrico de agua del suelo ( $\theta$ ) en la parte inferior de la zona radicular efectiva, obtenidos mediante la sonda de capacitancia FDR se sustituyen en la ecuación (32) y determinamos los valores de  $|h|$ . Seguidamente, estos valores se insertan en la ecuación (43). Con estos valores y la sustitución de los parámetros de  $\alpha$ ,  $n$  y  $m$  en la ecuación (44) obtenemos la conductividad hidráulica no saturada  $k(h)$  que se considera el drenaje por debajo de la zona de influencia radicular o zona de raíces efectivas.

Para estimar el balance hídrico con el uso de la sonda portátil de lectura manual (Diviner 2000) en las parcelas con maíz y praderas, se efectuaron mediciones de la humedad del suelo con una frecuencia de dos veces por semana. Seguidamente se empleó el procedimiento descrito por ARAUZO *et al.* (2003), donde para cada periodo comprendido entre dos aportes de agua consecutivos (lluvia), el cálculo permite obtener los valores de evapotranspiración (independientemente del tipo de cubierta vegetal) y drenaje, así como las variaciones en el contenido de agua en el suelo.

Los cálculos de humedad en el suelo, fueron realizados a una profundidad donde el sistema radicular del cultivo tiene influencia, en el que se producen procesos de evapotranspiración y pueden darse procesos de infiltración hacia capas inferiores, cuando el aporte de agua es excesivo.

Para cada periodo entre dos aportes por lluvia existen dos periodos bien diferenciados: El que fue denominado “recarga de agua”, que se da mientras se produce el periodo de lluvias, y el periodo de “descarga”, en el que no existe aporte de agua.

$\Delta H$  es definido como el incremento de agua en la zona de influencia radicular durante el periodo de recarga, y se obtiene mediante la diferencia entre el valor máximo al finalizar el periodo de lluvia y el valor mínimo al anterior periodo de lluvia.  $\Delta H$  corresponde a la siguiente ecuación:

$$\Delta H = LL - (ET_r + \text{infiltr}_r) \quad (45)$$

Donde:

LL = aporte de agua por lluvia (mm)

ET<sub>r</sub> = evapotranspiración real (mm)

infiltr<sub>r</sub> = infiltración (mm)

LL viene a ser un valor conocido, estimado en la estación meteorológica y la pérdida de agua por evapotranspiración y/o infiltración durante el periodo de recarga; este valor puede ser despejado.

La pérdida de agua en la zona de influencia radicular durante el periodo de descarga se define como ΔH', y se obtiene por diferencia entre el valor máximo tras finalizar el periodo de carga (lluvias) del ciclo actual y el valor mínimo anterior al siguiente aporte de agua. Como durante el periodo de descarga no existe aporte de agua, ΔH' se expresaría como:

$$\Delta H' = (ET_d + \text{infiltr}_d) \quad (46)$$

Donde la evapotranspiración y la infiltración corresponden exclusivamente al periodo de descarga, para este periodo la infiltr<sub>d</sub> no fue considerada, debido a que en este periodo y en la zona de influencia radicular (0-70 cm) el suelo no superó la capacidad de campo (CC).

Las ganancias o pérdidas de agua en el perfil de suelo (ΔE), se obtienen por diferencia entre los valores mínimos entre dos ciclos de riego consecutivos y se define como la ganancia o pérdida de agua en la zona de influencia radicular.

Para cada ciclo completo entre dos periodos de lluvia, incluyendo los periodos de recarga y descarga, las pérdidas por evapotranspiración e infiltración totales se expresarán como:

$$\text{infiltr}_r + ET = (ET_r + \text{infiltr}_r) + (ET_d + \text{infiltr}_d) \quad (47)$$

La variación de la reserva de agua en el suelo (ΔH) se obtuvo a partir de la información sobre humedad en el perfil del suelo, mediante la sonda FDR, y permitió despejar la infiltración para el periodo de recarga.

Los valores de evapotranspiración estimados mediante FDR fueron comparados con los valores de evapotranspiración calculados por la metodología FAO, mediante análisis de regresión simple.

Se ha considerado como variable dependiente la evapotranspiración calculada mediante la metodología FAO y como variable independiente o explicativa a la estimada mediante el uso del FDR. También se han calculado una serie de estadísticos comparativos como la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE), el error cuadrático medio (ER) y el índice de similitud (IS) (WILLMOTT, 1982).

### 3.8. ANÁLISIS ESTADÍSTICOS

Para la determinación de las propiedades generales del suelo se ha empleado la estadística clásica para interpretar los resultados obtenidos, calculándose la media, máximos y mínimos, desviación estándar, coeficientes de variación y asimetría, curtosis, así como coeficientes de correlación.

Las comparaciones entre valores diarios estimados y medidos de ETo se realizaron por regresión lineal ( $y = b_0 + b_1 x$ ), donde los valores medidos se usaron como la variable dependiente y los valores estimados se usaron como la variable independiente  $x$ . Adicionalmente, se calcularon los siguientes valores estadísticos, propuestos por WILLMOTT (1982): raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE), error cuadrático medio sistemático (MSE<sub>S</sub>) e índice de similitud (IA).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2} \quad (48)$$

$$MSE_S = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2 \quad (49)$$

$$IA = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2}{\sum_{i=1}^n \left[ |y_i - \bar{x}| + |x_i - \bar{x}| \right]^2} \quad (50)$$

Donde:

$y_i$  = i-ésimo valor observado

$x_i$  = i-ésimo valor estimado

$\hat{y}$  = i-ésimo valor predicho con el modelo de regresión lineal

$\bar{x}$  = media de los valores estimados.

## 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN



#### 4.1. PROPIEDADES GENERALES DE LOS SUELOS

En esta sección se presentan los resultados de los análisis de las propiedades generales de los suelos en las parcelas de estudio (granulometría, pH, materia orgánica y densidad aparente). Los datos consignados en las tablas y figuras, se refieren a tres lugares de estudio diferentes dentro de la provincia de A Coruña: El Abelar, CIAM Mabegondo y Lóngora (véase Materiales y Métodos).

##### 4.1.1. ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO

El análisis granulométrico de las muestras se realizó siguiendo el método internacional (o de la pipeta) según se describe en GUITIÁN y CARBALLAS (1976), para seguidamente determinar la clase textural mediante uso del triángulo textural propuesto por el USDA.

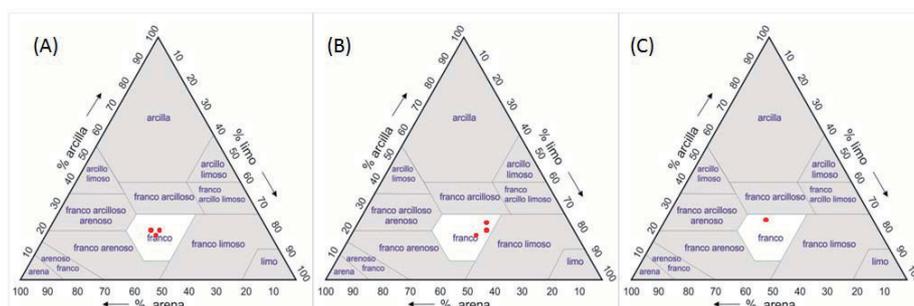
**Tabla 6.** Valores de las diferentes fracciones texturales según la zona de estudio y la profundidad del suelo. Nota:  $\sigma$  = desviación típica; CV = coeficiente de variación

Lugar	Prof. cm	Arena			Limo			Arcilla		
		Media (%)	$\sigma$	CV (%)	Media (%)	$\sigma$	CV (%)	Media (%)	$\sigma$	CV (%)
CIAM	0 - 6	40,26	4,21	10,44	38,79	2,27	5,85	20,95	2,51	11,98
	6-12	39,77	4,61	11,59	38,96	2,26	5,80	21,30	2,39	11,22
	12 -18	39,75	4,75	11,95	39,24	1,78	4,54	21,00	2,12	10,10
		39,93			39,00			21,07		
El Abelar	0- 15	31,80	4,55	14,31	44,10	5,45	12,36	24,10	9,64	40,02
	15-30	32,50	4,77	14,69	46,30	6,69	14,46	21,20	4,21	19,84
	30-60	38,40	8,14	21,20	44,60	9,22	20,68	17,00	4,04	23,75
		34,23			45,00			20,77		
Lóngora	0-30	36,60	5,10	13,93	36,40	4,60	12,64	27,00	4,20	15,56

En el CIAM, las fracciones de arena y limo se encuentran en similar proporción en las profundidades analizadas oscilando entre 40,26 % - 39,75 % y 38,79 % - 39,24 % respectivamente, la fracción arcilla varía entre 20,95 % - 21,30 %.

En el caso de El Abelar, la fracción limo es la más abundante, la cual oscila entre 44,10% y 46,30, teniendo una media de 34,23 y 20,77 para las fracciones de arena y limo respectivamente. Para la parcela de Lóngora, la fracción de arcilla tiene menor proporción con un valor medio de 27,00% frente a los valores de arena y limo con valores medios de 36,60% y 36,40%. Por tanto, los suelos de las tres zonas son de textura similar, si bien destaca el contenido de arcilla más elevado en el suelo de Lóngora que en los otros dos suelos estudiados.

La textura de los suelos en estudio, se pueden observar en la Figura 26, en la cual se aprecia el triángulo de texturas propuesto por el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA), para los suelos muestreados. Los puntos que se consideran fueron obtenidos por el "Método Internacional" (GUITIÁN y CARBALLAS, 1976), en el cual se pueden apreciar que los suelos se encuentran dentro del rango de la clase textural "franco".



**Figura 26.** Clases texturales de de los suelos en estudio (CIAM, El Abelar y Lóngora), determinadas por el "Método Internacional", en el triángulo textural propuesto por el USDA: A) CIAM Mabegondo, B) El Abelar y C) Lóngora.

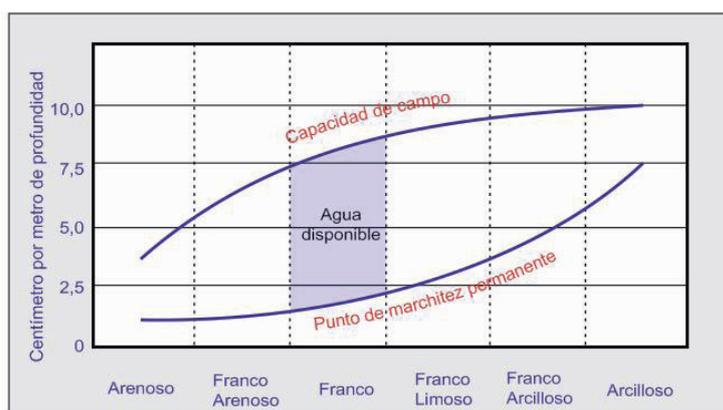
El contenido de limo en las muestras de CIAM se encuentra en el rango comprendido entre 38,79 % y 39,2 %. Por ello, en general, el contenido de arcilla presenta mayores coeficientes de variación que el contenido de limo, resultados que concuerdan con los obtenidos por otros autores que estudiaron la textura de los suelos del CIAM (INGARAMO, 2003).

A pesar de existir alguna variabilidad, sobre todo en las fracciones de arena y arcilla, los suelos estudiados presentan siempre una clase textural "franca", con esto se puede decir que el comportamiento del suelo en todas las parcelas en estudio es similar, en su respuesta al comportamiento del agua en el suelo y variando únicamente en lo referente a la cobertura vegetal.

Los suelos que poseen este tipo de textura "franca" contienen una mezcla "equilibrada" de partículas finas y gruesas, con propiedades intermedias entre los suelos arenosos, limosos y arcillosos (HILLEL, 1998).

Como tal, franco es muchas veces considerado como el suelo "óptimo" para el crecimiento vegetal y para la agricultura. Su capacidad para la retención hídrica (Figura 27) y la disponibilidad de nutrientes es superior que la de los suelos arenosos, mientras que su drenaje, aireación y propiedades relacionadas a las labranzas son más favorables que en los suelos arcillosos.

Existen, sin embargo, excepciones para esta generalización. Bajo diferentes condiciones ambientales y para distintas especies de plantas, un suelo arenoso o arcilloso puede ser más apropiado que un suelo franco. En suelos de textura media de la Comunidad Autónoma de Galicia, PAZ Y GUERIF (1993) pusieron de manifiesto que el contenido en agua útil aumenta al incrementarse en los valores de carbono ligado en el suelo.



**Figura 27.** Capacidad de almacenamiento de agua para suelos de diferentes clases texturales (FOTH, 1978).

#### 4.1.2. ACTIVIDAD DEL IÓN HIDRÓGENO (pH)

Con el fin de hacer una caracterización más amplia del suelo de estudio se determinó la actividad del ión hidrógeno (pH) en los horizontes superficiales de los terrenos en estudio.

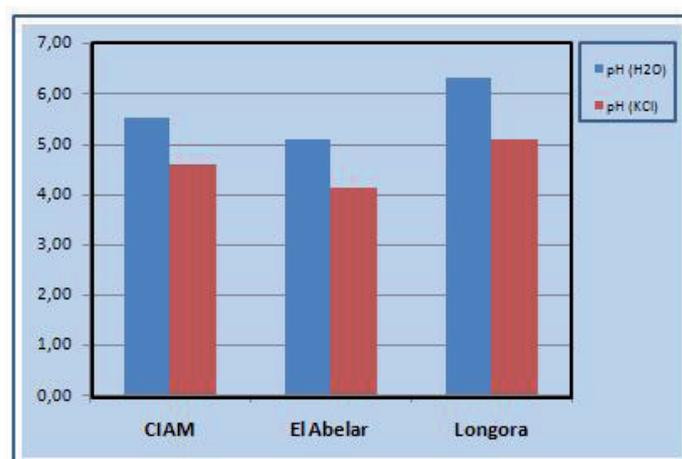
En general, según la clasificación del pH de los suelos (Tabla 3), propuesta por el USDA (PORTA *et al.*, 1999), los suelos estudiados presentan pH ácido (Tabla 7). El pH en KCl osciló entre valores muy fuertemente ácidos (mínimo 4,61) y ligeramente ácidos (máximo 6,24). Estos datos nos proporcionan mayor información si se analizan por localidades (lugares de estudio). Así, en el CIAM (Mabegondo) el valor promedio de pH en H<sub>2</sub>O es de 5,52 considerado como fuertemente ácido. En las parcelas del El Abelar el pH en H<sub>2</sub>O es considerado como fuertemente ácido y para el caso de Lóngora el pH en H<sub>2</sub>O se determinó como ligeramente ácido (6,34).

Como era de esperar, los valores medidos con KCl son menores que los obtenidos por el otro método (H<sub>2</sub>O) (Figura 28).

Las diferencias entre pH (H<sub>2</sub>O) y pH (KCl), son próximas a la unidad, lo que indica un predominio de las cargas negativas sobre las cargas positivas en la fracción coloidal.

**Tabla 7.** Datos de pH determinados en KCl y H<sub>2</sub>O para los suelos en estudio.

Lugar	Método	pH	Des. Est.	CV (%)
CIAM	pH en (H <sub>2</sub> O)	5,52	0,10	1,87
	pH en (KCl)	4,61	0,13	2,72
El Abelar	pH en (H <sub>2</sub> O)	5,09	0,18	3,52
	pH en (KCl)	4,15	0,14	3,42
Lóngora	pH en (H <sub>2</sub> O)	6,34	0,16	2,51
	pH en (KCl)	5,11	0,12	2,34



**Figura 28.** Valores de pH calculados en KCl y H<sub>2</sub>O para los suelos estudiados.

#### 4.1.3. MATERIA ORGÁNICA

Los componentes orgánicos del suelo constituyen una proporción muy pequeña en relación a los componentes inorgánicos, aunque estos componentes orgánicos tienen una marcada influencia sobre las propiedades del suelo, tanto físicas como químicas.

Tradicionalmente, en los suelos agrícolas no se le prestaba la atención suficiente al papel que cumple la materia orgánica (MO) en el suelo, por suponer que los fertilizantes podían desempeñar su rol, lo cual sólo es cierto en cuanto al suministro de nutrientes.

En la Tabla 9 se pueden apreciar los valores descriptivos para los contenidos de MO a la profundidad de 0 - 30 cm para los suelos estudiados.

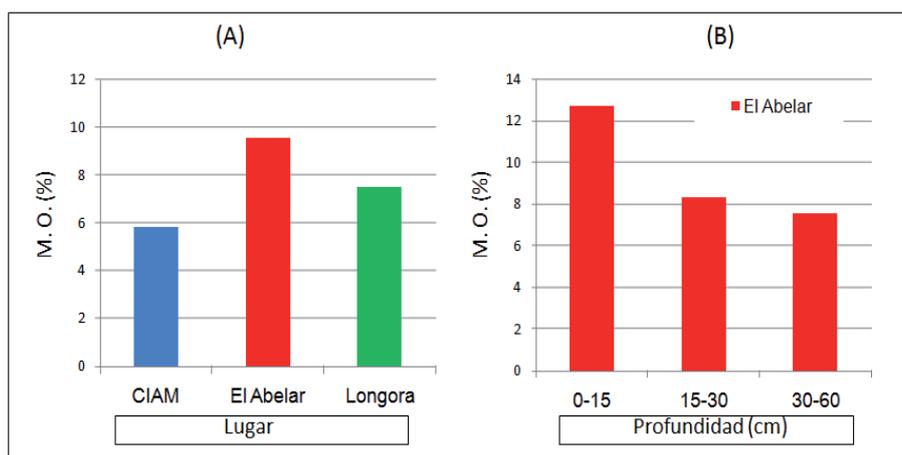
En general se puede decir que los suelos presentan buenos contenidos en materia orgánica, los valores observados fueron de 5,82% para el CIAM; 9,54% para El Abelar y 7,50% en Lóngora.

El uso que se le da al suelo tiene una marcada influencia sobre el contenido de MO, afectando sobre todo a la tasa de reposición de la misma. Cuando un suelo virgen (selva, sabana, pradera natural, etc.), es alterado y utilizado para la agricultura la tasa de pérdida de la MO es modificada drásticamente, disminuyendo el aporte, ya que normalmente el volumen de MO, que puede generar un ecosistema estable es mucho mayor que los cultivos que se implantan.

Los valores medios de materia orgánica, como cabía esperar, son superiores en horizontes superficiales que en los horizontes subsuperficiales (Figura 29).

**Tabla 8.** Promedios de materia orgánica (%) (M.O.), desviación estándar y coeficiente de variación (CV) determinados en los suelos estudiados.

Lugar	Profundidad (cm)	n	Media M.O.	$\sigma$	C.V (%)
El Abelar	0-30	85	11,71	4,40	37,5
	30-50	85	7,36	2,09	28,4
CIAM	0-30	79	5,47	1,70	31,1
	30-50	79	2,11	1,35	63,8
Lóngora	0-30	6	7,50	2,55	34,0
	30-60	6	3,50	0,95	27,0



**Figura 29.** A) Valores medios de materia orgánica (MO) de los suelos en estudio, B) valores medios de MO a diferentes profundidades del perfil del suelo en El Abelar.

#### 4.1.4. DENSIDAD APARENTE ( $\rho_b$ )

La densidad aparente ( $\rho_b$ ) fue medida mediante el método del cilindro, con un cilindro de 97 cm<sup>3</sup>. Los resultados medios de la determinación de  $\rho_b$  se recogen en la Tabla 10. Se hicieron varias determinaciones de  $\rho_b$  a lo largo del tiempo, pues es sabido que en los horizontes de superficie el valor de la misma es variable. Los valores que figuran en Tabla 10 son valores promedio en cada lugar. Uno de los factores que influyen notablemente en el valor de la densidad aparente es sin duda el estado de compactación

del suelo y buena prueba de ello es que el horizonte superficial (0 - 20 cm) siempre ha resultado tener un valor inferior de la densidad aparente en relación a horizontes más profundos, puesto que está menos compactado por efecto radicular, insectos y laboreo.

**Tabla 9.** Valores de la densidad Aparente (Da) para los suelos en las parcelas en estudio.

Lugar	Da. (Kg dm <sup>-3</sup> )	Des. Est.	CV (%)
CIAM	1,02	0,090	8,82
El Abelar	1,07	0,073	6,86
Lóngora	1,10	0,069	6,27

## 4.2. PROPIEDADES CLIMÁTICAS

En esta sección se hace una exposición y análisis de las principales variables meteorológicas medidas en los lugares de estudio. Concretamente, para la microcuenca de El Abelar se utilizaron mediciones meteorológicas hechas en el mismo lugar del experimento. Para CIAM Mabegondo se emplearon datos meteorológicos medidos en el mismo lugar del experimento, a través de una estación meteorológica propiedad de Meteogalicia. Para el caso de Lóngora, los datos meteorológicos fueron también recogidos de una estación meteorológica de Meteogalicia.

Las variables meteorológicas obtenidas de estas estaciones, fueron evaluadas mediante análisis de doble masa, a continuación se exponen los resultados obtenidos para, finalmente, mostrar los valores de evapotranspiración potencial para los lugares de estudio calculados a partir de todas las variables meteorológicas.

### 4.2.1. VELOCIDAD DEL VIENTO

La velocidad del viento es un parámetro muy dependiente de las condiciones orográficas de cada zona; debido a ello los datos de este parámetro fueron medidos en el mismo lugar del experimento.

Los valores de la velocidad del viento para El Abelar oscilan en promedio mensual entre  $0,18 \text{ m s}^{-1}$  y  $31 \text{ m s}^{-1}$ , teniendo los valores más bajos para el mes de septiembre y los más altos para los meses de marzo. A nivel de promedio anual se percibe un ligero descenso en función al tiempo (Tabla 11).

En la zona forestal de El Abelar, la velocidad del viento, junto con la temperatura del aire, son los dos parámetros climáticos que se han visto más influenciados por el desarrollo de la plantación. En este caso, el régimen aerodinámico de la zona forestada ha cambiado notoriamente con el crecimiento de los eucaliptos (RODRÍGUEZ, 2010).

Según RODRÍGUEZ (2010), menciona que para la misma zona de estudio, el efecto más evidente es la rápida reducción de la velocidad del viento desde valores en mayo-julio de 1999 (fecha de plantación) por encima de  $1 \text{ m s}^{-1}$  hasta estabilizarse en velocidades en torno  $0,4-0,5 \text{ m s}^{-1}$  a mediados de 2002. Desde entonces ha permanecido constante en este rango aunque con una ligera tendencia a disminuir con el tiempo.

Las reducciones que se producen en la velocidad del viento, en función de la densidad y distribución de los árboles, pueden alcanzar el 75% a una distancia de 5h, siendo h la altura del árbol (USDA, 2002).

Una de las consecuencias del descenso de la velocidad del viento es la reducción del potencial evapotranspirante en las zonas próximas a la plantación. La velocidad del viento es la principal variable del factor aerodinámico de la evapotranspiración, en el que un descenso de su valor se traduce en una menor evaporación. Por otro lado, al descender la velocidad del viento se produce una menor renovación del aire circundante al suelo, provocando una mayor saturación del mismo y, a su vez reduciendo la evapotranspiración.

Para el caso de CIAM en Mabegondo, tenemos valores de la velocidad del viento que oscilan en promedio mensual diario entre  $2,52 \text{ m s}^{-1}$  a  $1,50 \text{ m s}^{-1}$ , siendo los valores más bajos para el mes octubre y los más altos para el mes de marzo (Tabla 12).

El promedio diario de cada mes, de la velocidad de viento en Lóngora, está dentro del rango de  $5,8 \text{ m s}^{-1}$  a  $4,0 \text{ m s}^{-1}$  para los meses de enero y septiembre respectivamente (Tabla 13).

**Tabla 10.** Velocidad del viento media (mensual y anual ( $\text{m s}^{-1}$ )) registrada para El Abelar.

Mes	2006	2007	2008	2009	2010	Promedio
Enero	0,23	0,35	0,30	0,28	0,20	0,27
Febrero	0,37	0,42	0,27	0,23	0,23	0,30
Marzo	0,38	0,31	0,34	0,27	0,23	0,31
Abril	0,40	0,31	0,33	0,21	0,18	0,28
Mayo	0,33	0,43	0,29	0,14	0,14	0,27
Junio	0,32	0,35	0,32	0,20	0,04	0,24
Julio	0,27	0,27	0,34	0,16	0,05	0,22
Agosto	0,33	0,33	0,21	0,20	0,12	0,24
Septiembre	0,22	0,29	0,19	0,15	0,02	0,18
Octubre	0,33	0,19	0,11	0,19	0,13	0,19
Noviembre	0,30	0,26	0,15	0,23	0,14	0,22
Diciembre	0,32	0,20	0,20	0,20	0,21	0,23
Promedio	0,32	0,31	0,25	0,20	0,14	

**Tabla 11.** Velocidad del viento (media mensual y anual ( $\text{m s}^{-1}$ )) registrada para el CIAM.

Mes	2006	2007	2008	2009	2010	Promedio
Enero	1,00	1,80	2,60	2,90	2,10	2,08
Febrero	1,70	3,00	1,60	1,70	2,90	2,18
Marzo	3,00	2,30	2,70	1,60	3,00	2,52
Abril	2,10	1,20	2,30	1,90	2,00	1,90
Mayo	2,30	2,10	1,90	1,70	1,90	1,98
Junio	1,70	2,60	1,90	2,10	1,80	2,02
Julio	1,70	2,10	2,40	1,70	1,90	1,96
Agosto	1,90	2,00	1,80	1,40	2,00	1,82
Septiembre	1,80	1,70	1,70	1,40	2,20	1,65
Octubre	1,80	1,10	1,40	1,70	2,10	1,50
Noviembre	1,70	1,20	1,60	2,90	2,30	1,85
Diciembre	1,70	1,30	1,80	2,30	2,20	1,78
Promedio	1,87	1,87	1,98	1,94	2,20	

**Tabla 12.** Velocidad del viento (media mensual y anual ( $\text{m s}^{-1}$ )) registrada para Lóngora.

Mes	2007	2008	2009	2010	Promedio
Enero	*	5,4	6,2	5,7	5,8
Febrero	*	3,7	4,6	6,2	4,8
Marzo	*	6,3	4,9	6,0	5,7
Abril	*	5,2	4,8	4,4	4,8
Mayo	*	4,4	4,7	4,9	4,7
Junio	*	5,4	4,5	5,2	5,0
Julio	*	5,2	4,3	5,1	4,9
Agosto	*	4,2	4,3	4,7	4,4
Septiembre	*	4,2	4,1	3,8	4,0
Octubre	*	4,3	4,2	5,5	4,6
Noviembre	4,3	5,1	6,9	5,5	5,4
Diciembre	4,2	5,5	5,5	5,2	5,1
Promedio	4,3	4,9	4,9	5,2	

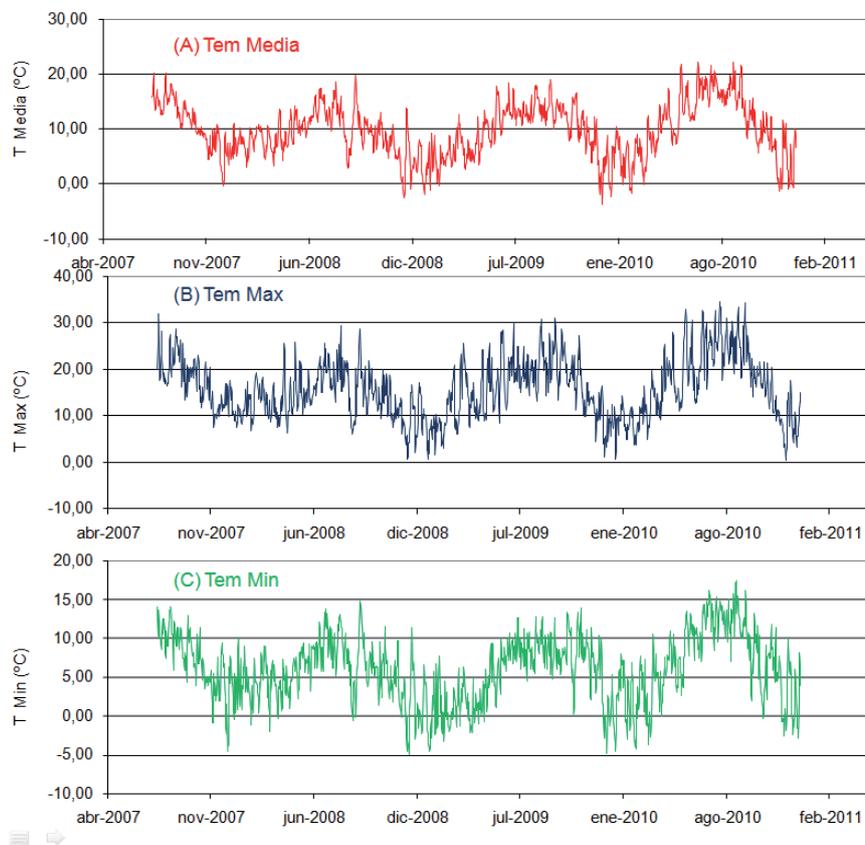
\* Sin valor

#### 4.2.2. TEMPERATURA DEL AIRE

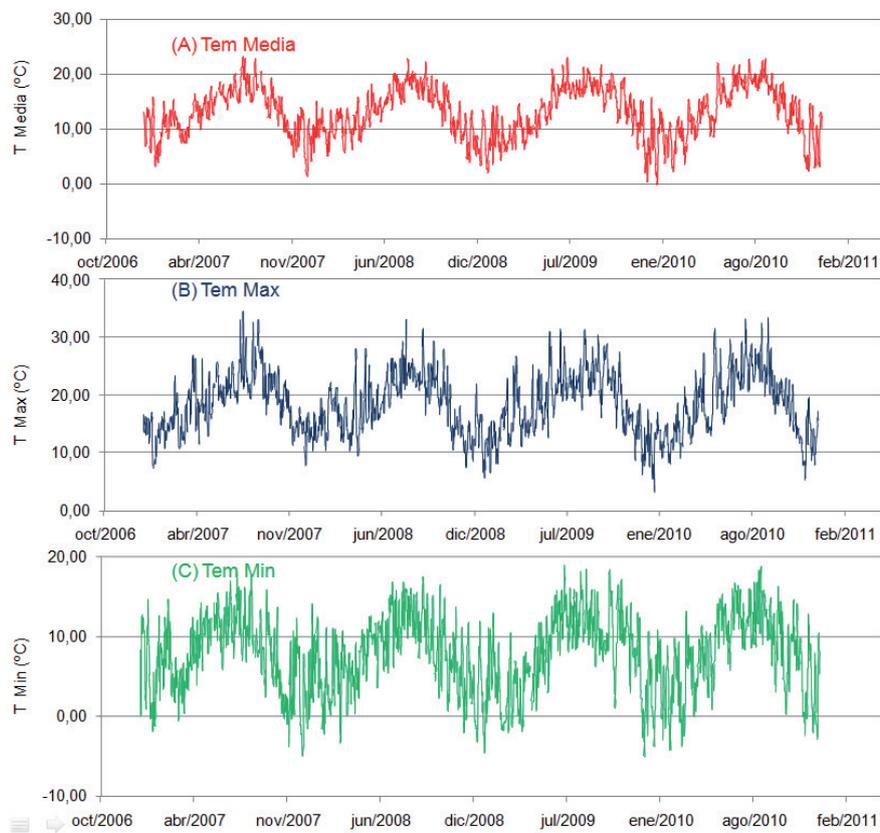
Se midieron diariamente los valores de temperatura máxima (Tmax), temperatura mínima (Tmin) y temperatura media (Tmed) de las zonas de estudio, las cuales se ven reflejadas en las figuras 33 y 34 y las tablas 14, 15 y 16.

Las condiciones termométricas de la cuenca en la que se ubica El Abelar se caracterizan por presentar inviernos y veranos suaves: Tmed 7,3°C y Tmin 3,4°C en invierno; Tmed 17,1 °C y Tmax 20,7 °C en verano. Estas condiciones son favorables para el desarrollo de *Eucalyptus globulus* entre mayo y octubre, meses con una Tmed por encima de 12 °C. Los meses de verano son los que ofrecen una mejor temperatura para el desarrollo de los eucaliptos por su adecuada temperatura media y los valores máximos diarios alcanzados.

Para el CIAM Mabegondo, encontramos valores promedios anuales para Tmed de 13,0°C, Tmax 25,4 °C y Tmin 1,5°C presentando una mayor amplitud térmica que El Abelar y Lóngora. En el CIAM se observan temperaturas mínimas en el invierno en torno a -3 °C. En Lóngora se observan valores de temperaturas medias anuales de 20,1°C, 7,8 °C y 13,8°C para Tmax ,Tmin y Tmed respectivamente.



**Figura 30.** Valores de temperatura del aire (media diaria) para El Abelar A) Temperatura Media, B) Temperatura Máxima y C) Temperatura Mínima.



**Figura 31.** Valores de temperatura del aire (media diaria) para El CIAM, A) Temperatura Media, B) Temperatura Máxima y C) Temperatura Mínima.

**Tabla 13.** Temperatura Máxima (Max), Temperatura Mínima (Min), Temperatura Media (Med) mensual y anual del aire (°C) en El Abelar durante el periodo de estudio.

Mes	2007			2008			2009			2010			Promedio		
	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med
Ene	13,0	4,5	8,7	11,1	4,0	7,1	7,0	0,9	3,7	8,3	2,4	4,6	9,9	2,9	6,0
Feb	14,0	4,3	9,7	14,5	4,9	8,7	11,0	0,2	4,3	8,8	2,3	4,1	12,1	2,9	6,7
Mar	15,3	4,3	9,5	11,4	3,5	7,1	14,6	1,8	6,7	12,2	2,8	6,2	13,4	3,1	7,4
Abr	19,5	5,9	11,6	14,7	4,9	8,9	12,7	1,3	6,1	19,1	6,2	11,3	16,5	4,6	9,5
May	18,6	7,6	13,1	15,5	7,3	10,8	17,9	5,4	10,6	18,9	7,8	12,4	17,7	7,0	11,7
Jun	22,0	9,1	15,2	19,5	9,5	14,0	19,6	8,5	13,0	21,6	10,8	15,3	20,7	9,5	14,4
Jul	23,4	10,9	16,5	18,7	9,4	13,4	19,1	8,3	12,7	26,0	13,1	17,9	21,8	10,4	15,1
Agt	20,7	11,1	15,2	15,4	6,4	10,1	21,5	9,3	14,1	25,1	13,0	16,7	20,7	10,0	14,0
Set	21,5	9,2	14,3	15,7	7,1	10,4	22,8	7,8	13,7	23,2	9,9	15,0	20,8	8,5	13,4
Oct	18,2	7,9	11,8	13,5	5,2	8,5	19,3	8,8	12,6	17,5	6,3	10,4	17,1	7,1	10,8
Nov	13,8	3,8	7,8	8,7	2,7	5,2	12,7	7,4	9,3	10,6	5,2	6,8	11,5	4,8	7,3
Dic	12,9	3,5	5,9	10,1	1,8	4,9	8,9	2,7	4,8	8,9	2,7	4,6	10,2	2,7	5,1
Prom.	17,7	6,8	11,6	14,1	5,6	9,1	15,6	5,2	9,3	16,7	6,9	10,4	16,0	6,1	10,1

**Tabla 14.** Temperaturas Máxima (Max), Temperatura Mínima (Min), Temperatura Media (Med) mensual y anual del aire (°C) en El CIAM Mabegondo durante el periodo de estudios.

Mes	2007			2008			2009			2010			Promedio		
	Max	Min	Med	Max	Min	Med									
Ene	17	-1,8	9,4	20	-2,2	9,9	17	-4,5	8,3	17	-3,6	7,9	17,6	-3,0	8,9
Feb	17	-1,2	11	22	-0,9	11	23	-1,7	7,7	17	-4,1	7,7	19,7	-2,0	9,2
Mar	23	-0,2	10	20	-3,1	10	27	-1,8	9,9	21	-3,6	9,6	22,8	-2,2	10,0
Abr	27	0,6	13	28	0,6	12	25	-1,4	10	27	0	13	26,9	-0,1	11,8
May	26	4,1	14	25	3,7	14	31	0,9	14	32	0,9	14	28,5	2,4	14,0
Jun	26	5,9	16	27	5,6	17	31	7,4	17	30	6	17	28,3	6,2	16,8
Jul	33	7,3	18	33	7,9	18	26	8,3	17	33	8,4	19	31,3	8,0	18,0
Agt	35	6,9	18	32	7,4	18	31	8,8	19	33	8,7	19	32,5	8,0	18,5
Set	33	2,6	16	30	4,6	16	30	6,3	17	33	3,1	17	31,6	4,2	16,5
Oct	25	2,3	14	28	0,8	13	28	1,1	16	23	0,4	14	26,0	1,2	14,2
Nov	23	-3,7	8,9	18	-1,9	9,3	20	3,2	13	22	-2,2	10	20,7	-1,2	10,2
Dic	18	-4,9	8	22	-3,1	8,2	19	-4,9	8,3	20	-2,6	8,1	19,5	-3,9	8,2
Prom.	25,2	1,5	13,0	25,3	1,6	13,0	25,6	1,8	13,1	25,6	1,0	13,0	25,4	1,5	13,0

**Tabla 15.** Temperaturas Máxima (Max), Temperatura Mínima (Min), Temperatura Media (Med) mensual y anual del aire (°C) para Lóngora durante el periodo de estudios.

	2007			2008			2009			2010			Promedio		
	Max	Min	Med	Max	Min	Med									
Ene	13,1	6,6	9,9	14,6	6,2	10,4	16,5	0,3	10,2	17,0	0,8	9,8	15,3	3,5	10,1
Feb	14,4	7,1	10,8	17,7	6,6	12,2	15,9	2,8	9,5	17,6	1,3	9,7	16,4	4,4	10,5
Mar	15,2	7,1	11,2	14,3	6,8	10,6	21,7	2,8	11,0	20,5	2,3	11,1	17,9	4,8	11,0
Abr	18,4	7,7	13,1	17,1	7,6	12,4	17,1	4,2	11,3	20,3	4,9	13,3	18,2	6,1	12,5
May	17,8	10,8	14,3	18,3	10,6	14,5	27,8	5,9	14,0	25,4	5,7	14,4	22,3	8,3	14,3
Jun	21,4	12,5	17,0	21,5	12,9	17,2	24,4	12,5	16,9	23,3	11,2	16,5	22,7	12,3	16,9
Jul	22,5	13,9	18,2	23,4	13,7	18,6	22,7	12,2	17,6	26,2	13,3	18,2	23,7	13,3	18,1
Agt	23,2	14,1	18,6	23,6	14,0	18,8	24,1	12,3	18,3	28,2	13,6	18,6	24,8	13,5	18,6
Set	23,5	11,3	17,4	22,3	11,6	16,9	27,3	10,6	17,3	25,3	8,4	17,1	24,6	10,5	17,2
Oct	20,0	9,4	14,7	18,9	9,1	14,0	26,8	7,0	17,1	21,2	6,1	15,2	21,7	7,9	15,3
Nov	16,6	4,1	10,4	14,2	6,8	10,5	21,7	7,7	14,3	18,3	3,3	11,9	17,7	5,5	11,8
Dic	14,6	4,0	9,3	13,6	5,2	9,4	18,6	0,6	10,5	18,7	2,9	10,2	16,4	3,2	9,8
Prom.	18,4	9,1	13,7	18,3	9,3	13,8	22,1	6,6	14,0	21,8	6,2	13,8	20,1	7,8	13,8

### 4.2.3. PRECIPITACIÓN

La precipitación media anual en El Abelar durante el periodo de estudio ha sido de 1632,2 mm, valor concordante con el registro normal de las estaciones más cercanas a la zona (1561 mm en Présaras y 1684 mm en Montaos; CARBALLEIRA *et al.*, 1983), y caracterizado por presentar una gran variabilidad interanual (Desviación estándar DS 500 mm, desviación estándar relativa DSR 29,3%). Para el caso de CIAM Mabegondo y Lóngora tenemos precipitaciones medias anuales de 1216 mm y 1180 mm respectivamente (Tablas 16, 17 y 18).

A lo largo del año, la mayor parte de las precipitaciones se producen en otoño e invierno, en donde se concentra el 67,5% de la precipitación anual. En los primeros meses de la primavera, abril y mayo, también se registran valores de precipitación elevados.

Por tanto, se puede considerar que el periodo húmedo abarca de octubre a mayo, en el que se produce el 84% de la precipitación anual, y el período seco que abarca los meses de junio a septiembre en los que, se recoge el 16% de la precipitación anual, este detalle se puede observar en la Figura 35.

**Tabla 16.** Precipitación mensual y anual (mm) registrada en El Abelar durante el periodo de estudios.

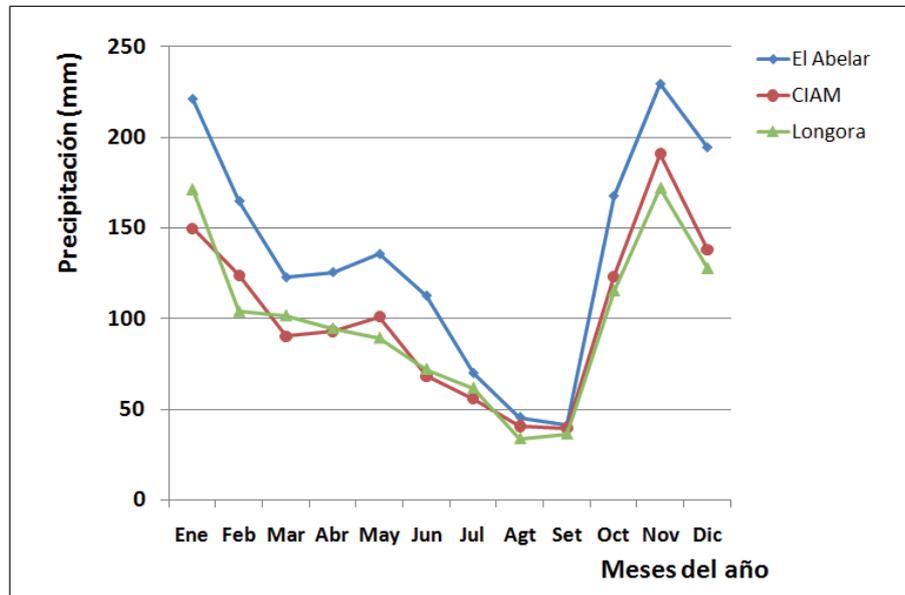
Mes	2007	2008	2009	2010	Promedio
Enero	115,1	248,1	302,8	219,5	221,4
Febrero	259,3	73,5	124,9	202,2	165,0
Marzo	172,3	97,8	110,2	111,0	122,8
Abril	48,8	253,7	113,4	86,8	125,7
Mayo	93,4	204,3	111,2	134,0	135,7
Junio	103,6	41,6	141,0	164,5	112,7
Julio	58,4	63,8	137,6	20,1	70,0
Agosto	41,6	82,8	43,5	14,4	45,6
Septiembre	32,2	66,7	28,1	37,6	41,2
Octubre	10,5	154,9	204,8	301,0	167,8
Noviembre	67,5	226,5	328,9	296,0	229,7
Diciembre	94,2	238,7	227,0	218,5	194,6
Total	1097	1752	1873	1806	1632,2

**Tabla 17.** Precipitación mensual y anual (mm) registrada en El CIAM Mabegondo durante el periodo de estudios.

Mes	2007	2008	2009	2010	Promedio
Enero	57,8	178,6	179,2	184	149,9
Febrero	201,8	57,2	77,2	159,6	124,0
Marzo	90,8	117,2	69,8	84	90,5
Abril	44,2	183,2	100,6	44,6	93,2
Mayo	57,8	172,8	89,6	84,5	101,2
Junio	50,8	24,8	81,2	117	68,5
Julio	42,4	39,8	103,5	38,1	56,0
Agosto	31,8	92,8	26,2	12,2	40,8
Septiembre	28,4	64	27,4	39,2	39,8
Octubre	16	98,6	127,4	251,5	123,4
Noviembre	45,2	195,2	276,2	247	190,9
Diciembre	63,2	151,4	214,8	123,3	138,2
Total	730	1376	1373	1385	1216,0

**Tabla 18.** Precipitación mensual y anual (mm) para Lóngora durante el periodo de estudios.

Mes	2007	2008	2009	2010	Promedio
Enero	158,1	152,2	200,3	174,3	171,2
Febrero	183,3	58,7	65,4	108,2	103,9
Marzo	179,2	125,0	44,7	58,0	101,7
Abril	48,0	206,4	86,0	37,6	94,5
Mayo	75,6	110,7	90,3	80,7	89,3
Junio	79,9	24,3	82,5	101,6	72,1
Julio	71,2	48,8	73,7	53,2	61,7
Agosto	18,8	65,6	36,3	14,5	33,8
Septiembre	28,1	51,9	37,6	28,1	36,4
Octubre	14,3	155,4	127,6	164,4	115,4
Noviembre	46,8	180,8	228,0	232,7	172,1
Diciembre	56,6	166,3	167,1	121,0	127,8
Total	960	1346	1240	1174	1180,0



**Figura 32.** Precipitación (mm) total mensual medida durante los meses del año en los lugares trabajo de trabajo.

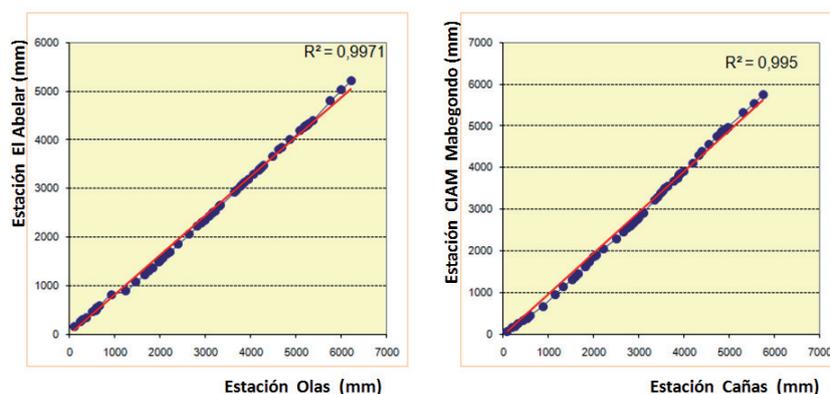
*Evaluación de las informaciones meteorológicas.*

Los métodos empleados en la evaluación de datos climáticos se basan en la comparación estadística de dos registros: uno considerado homogéneo y constituido por las observaciones  $X_i$ , y otro que está bajo análisis y constituido por las observaciones  $Y_i$ . Ambos registros,  $X_i$  e  $Y_i$ , deben provenir de dos estaciones ubicadas en la misma zona climática y pertenecer al mismo periodo de observaciones. Para ello las observaciones de referencia se seleccionan de una estación meteorológica cercana en la que su registro se pueda considerar homogéneo. En esta ocasión, para cada lugar de estudio se han utilizado los datos de tres estaciones próximas como datos de referencia.

El método empleado en este caso es la "Técnica de Doble Masa", técnica útil para determinar la homogeneidad del registro de un parámetro climático y, en los casos en los que no exista homogeneidad, aplicar las correcciones necesarias.

En la técnica de doble-masa, a partir de cada par de valores  $X_i$  e  $Y_i$  ( $i = 1, 2, 3, \dots, n$ ) se calculan los registros acumulados por la suma progresiva de los valores de  $X_i$  e  $Y_i$  obteniendo un nuevo registro de pares de datos  $x_i - y_i$ . A partir de ellos se calcula la

línea de regresión para el sistema completo de datos  $x_i - y_i$ , Figura 33, obteniendo la pendiente de la recta "b".



**Figura 33.** Análisis de doble masa: representación de los valores acumulados del registro de precipitación media mensual de las estaciones de referencia (Olas y Cañas) frente a los valores acumulados de las estaciones estudiadas (El Abelar y Mabegondo).

#### 4.2.4. PRECIPITACIÓN NETA

La precipitación neta "Pneta" es la que realmente alcanza el suelo, es decir, la Precipitación que no es interceptada por la vegetación y no es devuelta a la atmósfera por evaporación. La Pneta se ha calculado a partir de los valores de lluvia trascolada a través de la cubierta arbórea Perc y de flujo cortical Fc medidos.

La medida de estos parámetros es muy compleja y está afectada por numerosos factores, dando lugar a una gran variabilidad en los resultados obtenidos. Para facilitar su interpretación en este tipo de estudios normalmente se realiza un análisis en base mensual o anual con el que se busca reducir esta variabilidad.

En este caso se ha optado por un análisis semestral con el que, a pesar de la variabilidad comentada, se observan claras tendencias de ambos parámetros a lo largo del tiempo.

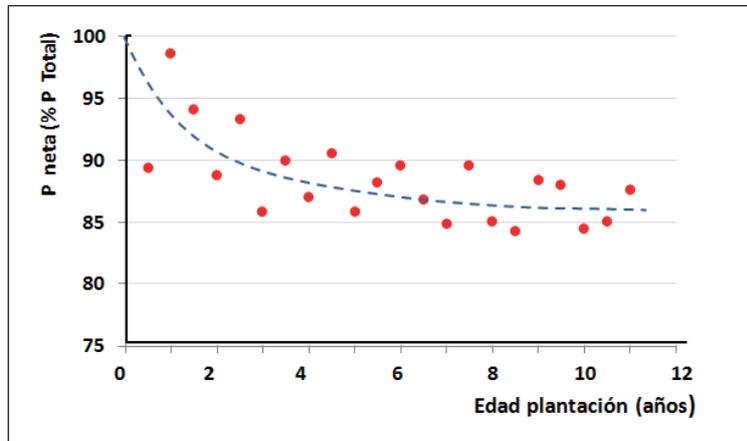
**Tabla 19.** Porcentaje medio semestral de flujo cortical y precipitación trascolada bajo la cubierta forestal en zona de estudio El Abelar (n= número de medidas, % porcentaje y  $\sigma$  = desviación típica); junto con la precipitación neta "Pneta" e interceptación "I" calculados a partir de ellos.

Año	Periodo	Flujo Cortical			P. Trascalada			P neta(%)	I (%)
		%	$\sigma$	n	%	$\sigma$	n		
2007	ene-jun	5,0	2,3	17,0	84,6	12,9	25,0	89,6	10,4
	jul-dic	5,8	2,2	45,0	79,2	13,4	27,0	85,0	15,0
2008	ene-jun	6,2	2,8	62,0	78,2	16,0	123,0	84,4	15,6
	jul-dic	5,3	2,0	58,0	83,2	14,0	116,0	88,4	11,6
2009	ene-jun	5,5	1,3	36,0	82,6	10,1	56,0	88,1	11,9
	jul-dic	6,4	1,9	17,0	78,2	17,1	25,0	84,6	15,4
2010	ene-jun	6,8	1,0	27,0	78,2	12,3	34,0	85,0	15,0
	jul-dic	6,5	1,4	16,0	81,2	15,5	39,0	87,7	12,3

El valor de la precipitación neta se ha obtenido a partir de la precipitación trascolada y el flujo cortical. Su valor se obtiene de la suma de ambos porcentajes, obteniendo de este modo el porcentaje de lluvia que realmente alcanza el suelo (Tabla 19). Para el periodo de estudio se puede observar que la precipitación neta se encuentra estabilizada en torno a un 86 % del total de la precipitación.

Este parámetro está directamente relacionado con el tamaño de la copa y la cantidad de follaje en ella. El hecho de que se encuentre estabilizado probablemente responda a que la plantación ha ocupado la totalidad de espacio aéreo disponible, impidiendo una mayor interceptación de agua de lluvia (Figura 34). Este valor es concordante con el valor encontrado en la bibliografía, valores que oscilan entre el 96% y el 66% para los eucaliptos.

El rango de valores del flujo cortical encontrado en la literatura fluctúa entre 2,5 y 12% por lo que el valor determinado en la plantación puede considerarse medio.



**Figura 34.** Evolución de la precipitación neta (Pneta) sobre la cuenca de El Abelar en función a la edad de la plantación de *Eucalyptus globulus*.

Se puede observar que la precipitación neta aumentó rápidamente en los primeros años de la plantación hasta aproximadamente el cuarto año, estabilizándose desde el 2006 en torno a un valor de 86% del total de la precipitación, el porcentaje restante (14%), representa el agua de lluvia que fue interceptada por la plantación (en este caso el eucalipto) y que es devuelto a la atmósfera por evaporación, valor de suma importancia en el cálculo del balance hídrico.

### 4.3. EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL

La evapotranspiración potencial (ET<sub>o</sub>) de una zona determinada depende de las condiciones climáticas características de la misma, por lo que es un parámetro relativamente constante.

En los lugares de estudio durante los años 2007 al 2010, se ha obtenido un valor medio anual de evapotranspiración de 630 mm. Para El Abelar ha oscilado en un rango entre 577 y 683 mm (Tabla 20). Este valor es muy similar a los valores normales aportados por RODRÍGUEZ (2010) para la misma zona de estudio y en las que la ET<sub>o</sub> anual es 660,4 mm. Los valores de ET<sub>o</sub> diarios para las parcelas en estudio se presentan en la sección de anexos.

**Tabla 20.** Evapotranspiración potencial mensual y anual para El Abelar durante el periodo de estudio. Método de Penman Monteith (FAO 56).

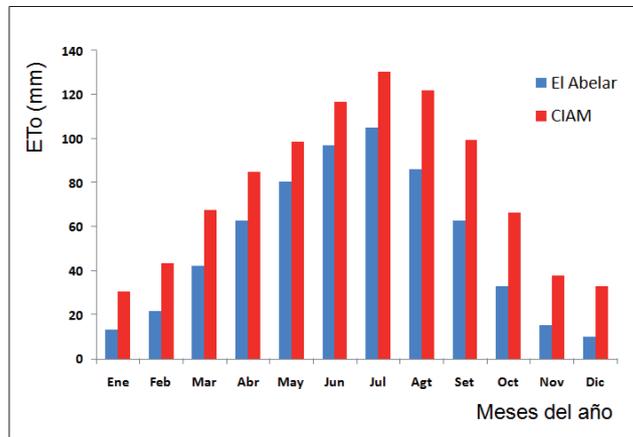
Mes	2007	2008	2009	2010	Promedio
Enero	14,7	13,92	11,70	12,38	13,2
Febrero	22,8	24,25	21,16	18,29	21,6
Marzo	40,2	40,08	47,76	40,86	42,2
Abril	67,2	57,78	55,36	70,56	62,7
Mayo	76,3	62,69	88,94	94,56	80,6
Junio	89,3	104,18	95,63	99,40	97,1
Julio	102,1	97,10	92,92	128,11	105,1
Agosto	86,70	72,89	85,65	98,92	86,0
Septiembre	72,59	51,53	64,01	63,61	62,9
Octubre	37,86	30,08	33,60	31,24	33,2
Noviembre	17,01	13,17	16,28	14,66	15,3
Diciembre	10,53	9,31	9,62	10,77	10,1
Total	637,3	577,0	622,6	683,3	630,1

**Tabla 21.** Evapotranspiración potencial mensual y anual para CIAM Mabegondo durante el periodo de estudio. Método de Penman Monteith (FAO 56).

Mes	2007	2008	2009	2010	Promedio
Enero	23,2	35,1	33,4	30,3	30,5
Febrero	28,7	52,8	50,1	42,9	43,6
Marzo	52,4	61,2	85,3	71,6	67,6
Abril	82,3	88,1	70	99,2	84,9
Mayo	80	84,6	116,7	112,7	98,5
Junio	100,4	128,7	118,3	119,9	116,8
Julio	122,4	134,5	118,6	147	130,6
Agosto	120,5	113,7	118,6	134,9	121,9
Septiembre	98,7	93,8	106,7	99,3	99,6
Octubre	70,2	62,5	66,5	66,6	66,5
Noviembre	45,5	30,7	40,8	34,6	37,9
Diciembre	35,1	32,1	31,3	34,2	33,2
Total	859,4	917,8	956,3	993,2	931,7

Para el caso del CIAM, los valores de evapotranspiración potencial media anual oscilan en un rango de 859,4 y 993,2 mm con una media de 931,7 mm (Tabla 21). Como se puede observar son valores superiores a los del El Abelar, en media 25 mm mensuales. Estos valores de ETo diferentes se atribuyen a las diferencias en los valores de determinadas variables climáticas como la temperatura, humedad y en la altitud sobre el nivel del mar entre ambas zonas (Figura 35).

Los mayores valores de ETo (medias mensuales) se observan en los meses de junio a agosto mientras que los menores valores de la misma se observan en los meses de noviembre a enero, principalmente por influencia de la temperatura.



**Figura 35.** Valores de evapotranspiración potencial media mensual para los años 2007 al 2010 para El Abelar y CIAM.

#### 4.4. CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA

Se realizaron medidas de la conductividad hidráulica saturada de campo ( $K_{fs}$ ), usando el permeámetro de Guelph (Soil Moisture Equipment) en El Abelar (eucaliptos), CIAM Mabegondo (sobre cultivos de maíz y parcelas de praderas) y Lóngora (con vegetación natural). Estas mediciones se efectuaron a dos cargas hidráulicas 5 y 10 cm, en agujeros de 15 cm de profundidad, con un diámetro de 6 cm. Empleándose el método de Richards, para el cálculo de  $K_{fs}$  (Tabla 22). Mediante el uso de este método resultaron algunos valores de  $K_{fs}$  negativos (20%), los cuales no fueron considerados.

En el CIAM se puede percibir, que las parcelas de maíz tienen mayor coeficiente de variación comparados con las parcelas de praderas. Se asume que estas diferencias se deben a las labranzas anuales que se realizan en dichas parcelas, generando una heterogeneidad en la compactación de los suelos.

Se observa que el coeficiente de variación presenta valores inferiores en vegetación natural de Lóngora frente a CIAM y El Abelar, lo cual no es un resultado esperado ya que a los suelos con vegetación natural se les supone mayor heterogeneidad, por lo tanto, este resultado sea probablemente debido a los pocos valores muestreados.

**Tabla 22.** Conductividad hidráulica saturada de campo ( $K_{fs}$ ), obtenida con permeámetro de Guelph para los lugares en estudio. ( $\sigma$  = desviación típica, CV = coeficiente de variación)

Lugar	n	$K_{fs}$ (mm h <sup>-1</sup> )			$\sigma$	CV
		Media	Max	Mín		
El Abelar	10	12,8	43,8	1,6	9,9	77,34
CIAM (maíz 1)	6	37,4	60,2	6,3	28,6	76,47
CIAM (maíz 2)	6	33,9	55,2	7,2	29,6	87,32
CIAM (maíz 3)	8	41,1	52,5	4,9	17,0	41,36
CIAM (Pradera)	10	18,6	51,2	2,5	11,8	63,44
Lóngora	3	12,9	17,1	7,9	4,7	36,06

#### 4.5. CURVA CARACTERÍSTICA (curva de retención de humedad)

Las curvas características de humedad en las tres localidades de estudio, entre condiciones próximas a saturación (0,2 kPa) y punto de marchitez permanente (1500 kPa), se presentan en las figuras 39 a 42. Para el caso de El Abelar y CIAM se determinaron a dos profundidades 20 y 50 cm.

Se puede observar que las curvas características de humedad en el suelo de El Abelar y CIAM, presentan bastantes puntos en común, posiblemente porque ambos suelos poseen una textura similar. A profundidades de 50 cm los suelos tuvieron una mayor retención de humedad frente a profundidades de 20 cm, esto ocurre, probablemente, debido al mayor contenido de materia orgánica presente en los perfiles superiores.

Los valores de capacidad de campo (CC) para El Abelar y CIAM oscilaron entre 28,3% y 33,2% a profundidades de 20 cm y 50 cm, obteniéndose para Lóngora un valor de CC de 27,7%; así mismo los valores del punto de marchitez permanente (PMP) para El Abelar fueron de 10,27% y 15,95% a 20 cm y 50 cm de profundidad, respectivamente. En el caso de las parcelas de CIAM, los valores de PMP estuvieron entre 9,08% y 14,9% y para el suelo de Lóngora el valor de PMP fue de 12,58%.

##### 4.5.1. APLICACIÓN DEL MODELO DE VAN GENUCHTEN

La descripción matemática de las curvas de retención hídrica ha sido llevada a cabo por diversos autores (MUALEM, 1984; IWATA *et al.*, 1988). La ecuación (20), propuesta por VAN GENUCHTEN (1980), es una de las utilizadas con más frecuencia.

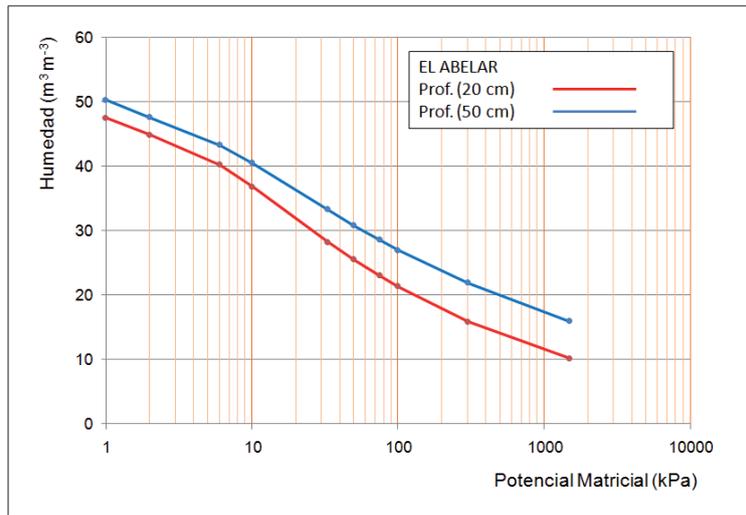
En esta ecuación existen tres parámetros  $\alpha$ ,  $n$  y  $m$ , que carecen de significado físico y se usan para describir la forma, que aproximadamente recuerda la de una S, de la curva de pF. Desde el punto de vista matemático se admite que  $\alpha$  corresponde al recíproco de la tensión hídrica en el punto de máxima inclinación de la curva (es decir, cuando  $d\theta/d\Psi = \text{máximo}$ ). Los parámetros  $n$  y  $m$  de la ecuación 10 están interrelacionados entre sí y dependiendo de su valor se mantiene más o menos acusada la pendiente de la curva de pF para sucesivos valores de potencial; con frecuencia  $m$  se hace igual a 1, como propusieron HAVERKAMP *et al.* (1977).

**Tabla 23.** Parámetros de ajuste de la curva de retención de humedad: ( $\theta_s$ ) contenido de agua del suelo saturado, ( $\theta_r$ ) contenido de agua residual del suelo y valores de  $\alpha$ , m y n obtenidos empíricamente durante el procedimiento de ajuste. Según lo propuesto por VAN GENUCHTEN (1980).

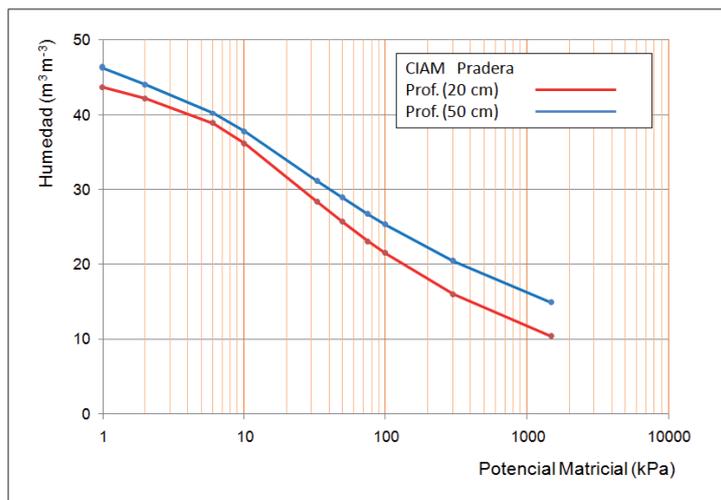
Lugar	Ajuste de la curva			Humedad ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )		$R^2$
	$\alpha$	m	n	$\theta_s$	$\theta_r$	
El Abelar (20cm)	0,1918	0,2131	1,2708	0,476	0,003	0,989
El Abelar (50cm)	0,2368	0,1638	1,1959	0,504	0,007	0,945
CIAM Prad (20 cm)	0,1338	0,2137	1,2718	0,438	0,005	0,920
CIAM Prad (50 cm)	0,2097	0,1644	1,1968	0,463	0,009	0,948
CIAM Maíz (1)	0,2367	0,1726	1,2087	0,444	0,009	0,964
CIAM Maíz (2)	0,0844	0,1797	1,2191	0,435	0,007	0,973
CIAM Maíz (3)	0,2196	0,2066	1,2604	0,411	0,005	0,948
Lóngora (20 cm)	0,3645	0,1734	1,2098	0,472	0,008	0,975

**Tabla 24.** Contenido hídrico de las muestras de suelo (humedad volumétrica %) ajustado por el método de VAN GENUCHTEN (1980) sometidas a diferentes presiones (kPa), para los diferentes lugares de estudio.

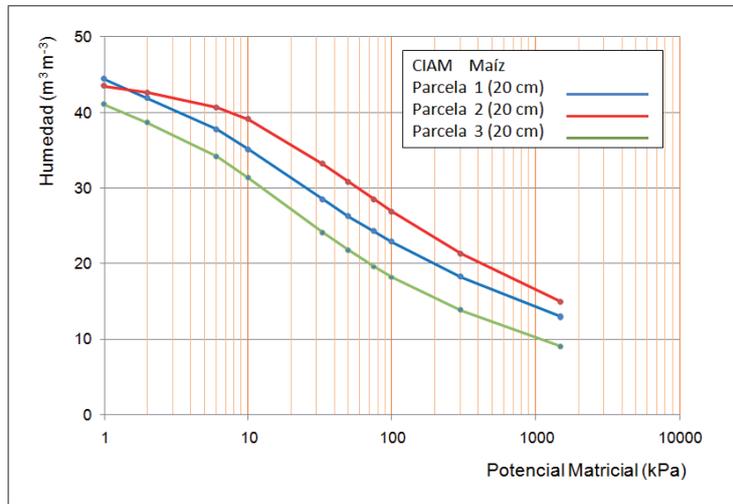
Lugar	Presiones (kPa)									
	0	2	6	10	33	50	75	100	300	1500
El Abelar (20cm)	47,60	45,04	40,26	36,94	28,32	25,51	22,96	21,28	15,87	10,27
El Abelar (50cm)	50,40	47,65	43,31	40,49	33,24	30,80	28,54	27,02	21,84	15,95
CIAM Prad (20 cm)	43,80	42,22	38,83	36,17	28,39	25,66	23,15	21,48	16,03	10,37
CIAM Prad (50 cm)	46,30	44,05	40,33	37,81	31,16	28,88	26,76	25,33	20,47	14,93
CIAM Maíz (1)	44,40	41,87	37,83	35,21	28,52	26,29	24,24	22,86	18,23	13,04
CIAM Maíz (2)	43,50	42,66	40,76	39,09	33,22	30,84	28,52	26,91	21,36	15,06
CIAM Maíz (3)	41,10	38,60	34,25	31,37	24,14	21,81	19,70	18,31	13,80	9,08
Lóngora (20 cm)	47,20	43,13	37,84	34,82	27,78	25,54	23,51	22,15	17,62	12,58



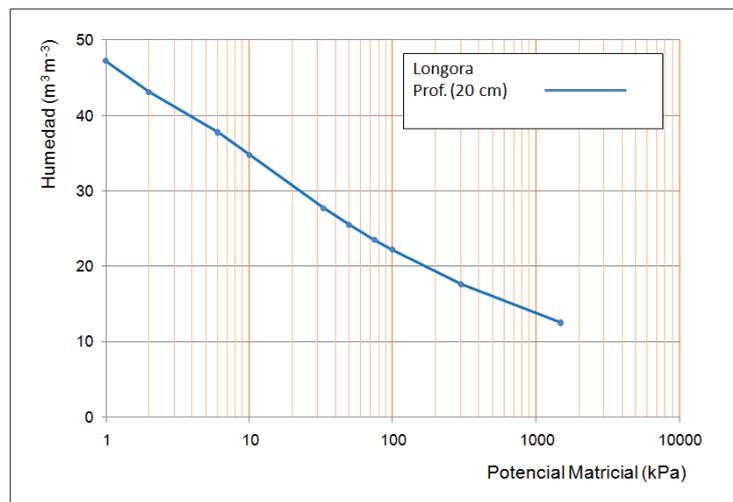
**Figura 36.** Curva característica de potencial / humedad para El Abelar a dos profundidades, 20 cm y 50 cm.



**Figura 37.** Curva característica de potencial / humedad para el CIAM en parcelas de pradera a dos profundidades 20 cm y 50 cm.



**Figura 38.** Curva característica de potencial / humedad para el CIAM en cultivos de maíz para tres parcelas a 20 cm de profundidad.



**Figura 39.** Curva característica de potencial / humedad para Lóngora bajo vegetación natural a 20 cm de profundidad.

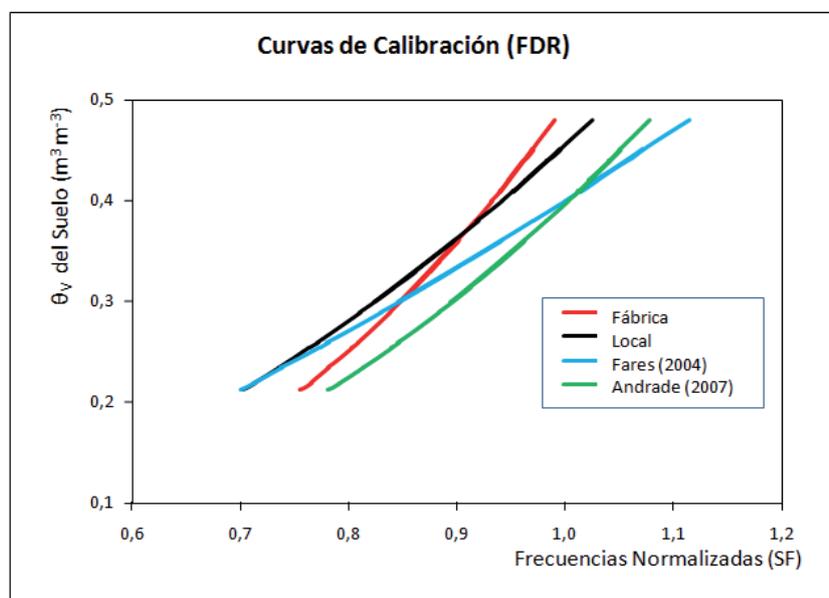
#### **4.6. CALIBRACION DE LA SONDA FDR (Diviner 2000)**

La calibración de la sonda de capacitancia fue realizada según lo descrito en la sección de materiales y métodos. En la Figura 40 y la Tabla 25, se muestra las curvas de calibración ajustada obtenidas a partir de los datos medidos en los suelos estudiados (CIAM y El Abelar), la curva de calibración del fabricante y de otros autores.

PALTINEANU y ETARR (1997) mencionan que las diferencias en la mineralogía del suelo, especialmente arcillas, podrían afectar a las lecturas SF. Debido a los resultados aceptables obtenidos al utilizar la calibración del fabricante, se resolvió usar esta calibración en la estimación de la humedad de los suelos para este estudio.

En nuestro caso, no se encontraron diferencias significativas entre la curva de calibración obtenida con los datos recogidos sobre el terreno durante este trabajo y la obtenida a partir de la calibración proporcionada por el fabricante. En la Figura 41 se muestran las comparaciones mediante una correlación del contenido estimado y medido de la humedad volumétrica del suelo, usando las calibraciones del fabricante y local respectivamente.

Se pudo observar, en el rango de humedad de  $0,19 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  hasta  $0,31 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , que la calibración local sobreestima ligeramente al la calibración de fabricante en 6% ocurriendo lo inverso en el rango superior a  $31 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  de humedad volumétrica del suelo estudiado. Las similitudes entre ambas calibraciones para estos suelos estuvo, probablemente, debido al contenido de arcilla y al tipo textural de los suelos, que son muy similares a los utilizados por el fabricante.



**Figura 40.** Valores de humedad volumétrica del suelo en función de SF obtenidos a partir de las curvas de calibración para las sondas de lectura manual (Diviner 2000 de Sentek), ecuación del fabricante, ecuación local y otros autores.

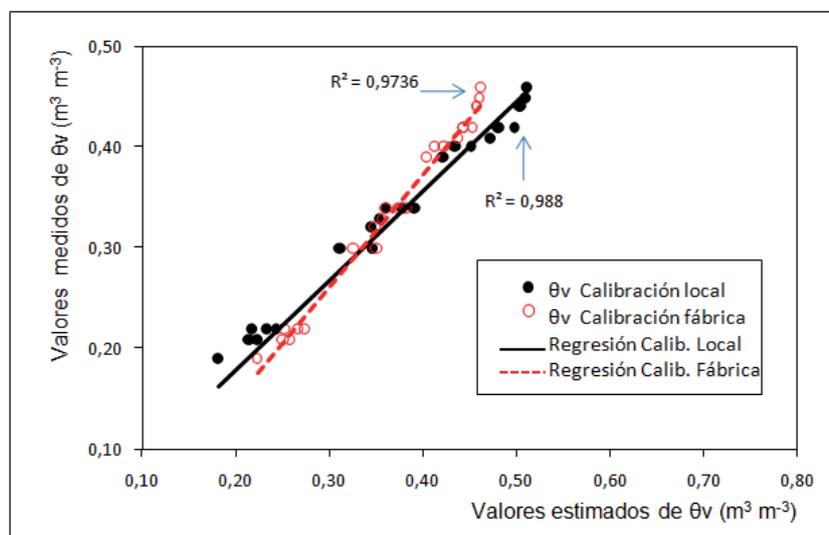
**Tabla 25.** Ecuaciones de calibración de la sonda de capacitancia Diviner 2000,  $R^2$  coeficiente de determinación,  $\sigma$  desviación típica, SF Frecuencias normalizadas y  $\theta_v$  humedad volumétrica ( $m^3 m^{-3}$ )

Calibración	Ecuación	$R^2$	$\sigma$	RMSE
Calibración Fabricante	$SF = 0,494 \theta_v^{3,017}$	0,99	*	0,022
Calibración Local	$SF = 0,4553 \theta_v^{2,1531}$	0,96	0,081	0,026
FARES <i>et al.</i> (2004)	$SF = 0,440 \theta_v^{2,533} - 0,40$	0,88	0,029	*
ANDRADE <i>et al.</i> (2007)	$SF = 0,397 \theta_v^{2,533}$	0,97	0,011	*

\* Sin información

En la Tabla 25 se muestran las ecuaciones obtenidas a partir de cada calibración correlacionando las frecuencias normalizadas (SF) con el contenido en humedad volumétrica del suelo. Como se puede apreciar en esta tabla, las cuatro ecuaciones presentadas tienen una componente potencial similar. Aparte de esta componente, la

única que tiene otra componente es la ecuación planteada por (FARES *et al.*, 2004). El coeficiente de determinación para las cuatro ecuaciones es elevado, variando entre 0,88 para la ecuación de FARES *et al.* (2004) y 0,99 para la ecuación ofrecida por el fabricante de las sondas. Los valores de desviación típica son muy reducidos para las ecuaciones planteadas. Sólo el fabricante proporciona valores de error cuadrático medio (RMSE) y su valor es muy similar al calculado a partir de los datos que hemos medido en el campo. Esto parece indicar un comportamiento similar de los suelos de estudio a los utilizados por el fabricante para calibrar los aparatos.



**Figura 41.** Valores medidos frente a valores estimados de la humedad volumétrica del suelo ( $\theta_v$ ) utilizando calibración local y calibración de fábrica para sonda de capacitancia Diviner 2000, para la zona en estudio.

#### 4.7. RÉGIMEN DE HUMEDAD DEL SUELO

La humedad en el perfil del suelo fue monitorizada mediante sondas de capacitancia FDR (Sondas fijas Enviro Scan) a diferentes profundidades y con frecuencia horaria, mientras que con las sondas portátiles de lectura manual (Diviner2000) se recogieron datos de humedad de suelo con una frecuencia de dos lecturas por semana.

Los límites en la profundidad del perfil del suelo, sometidas a control de humedad determinados en campo (0-120 cm) corresponden a la zona en que habitualmente, se encuentran las raíces de las plantas y, en consecuencia, delimita la zona de la cual éstas toman el agua.

Se puede observar un régimen hídrico del suelo muy variado, dependiendo de las estaciones del año, además de por el efecto condiciones climatológicas de la zona.

Las variaciones en el valor del límite superior de la sección monitorizada obedecen a la mayor actividad radicular, mayor aporte de agua (mediante las precipitaciones) y estado superficial debidas al laboreo; sin embargo, hay mayor homogeneidad en los valores del límite inferior del perfil del suelo monitorizado.

Se puede observar que los valores del contenido hídrico en los suelos de estudio próximos a 40 cm de profundidad, en promedio son más húmedos con relación a profundidades de 20 y 60 cm (Tabla 26), es posiblemente a la mayor actividad radicular en esa zona y la mayor capacidad de retención de humedad de humedad en ese perfil, el cual se corrobora con los estudios de retención de humedad (Figuras 36 y 37).

Se observa que los CV del contenido hídrico del suelo en las Parcelas forestales (El Abelar) son menores, debido principalmente a la profundidad del sistema radicular de los eucaliptos, realizando éstas una extracción más homogénea a lo largo del perfil del suelo. Pese a que las precipitaciones en la parcela forestal fueron mayores, estos mayores aportes de agua no se vieron reflejados en las variaciones mayores de humedad del suelo en los perfiles superficiales, debido principalmente al factor interceptación que ejerce la masa foliar de los árboles sobre la cantidad de agua de precipitación que llega al suelo.

**Tabla 26.** Promedios anuales de los valores del contenido de humedad del suelo (%) a las diferentes profundidades, monitorizadas con sondas de capacitancia FDR, para el periodo de estudio en El Abelar (Med: Media,  $\sigma$ : desviación típica y CV: coeficiente de variación)

Lugar	Año		Profundidad						Media
			10 cm	20 cm	40 cm	60 cm	90 cm	120 cm	
El Abelar	2008	Med	25,63	22,64	33,74	30,64	33,77	34,33	30,13
		Max	33,12	30,17	43,07	34,67	36,65	36,43	34,78
		Min	13,62	15,64	27,53	26,12	29,73	31,32	24,31
		$\sigma$	4,45	3,18	2,80	2,20	2,23	2,06	2,65
		C.V.	17,37	14,03	8,31	7,17	6,60	6,00	8,78
El Abelar	2009	Med	25,17	24,26	32,84	30,10	34,09	34,50	30,16
		Max	32,86	34,44	38,56	34,47	37,72	39,53	35,19
		Min	13,99	16,17	23,61	23,18	27,94	29,71	22,50
		$\sigma$	4,76	4,01	3,36	2,45	2,18	1,73	2,83
		C.V.	18,90	16,55	10,24	8,14	6,41	5,02	9,39
El Abelar	2010	Med	21,10	22,43	29,73	28,02	32,87	32,28	27,74
		Max	32,11	31,89	37,62	33,42	37,69	36,57	34,34
		Min	11,44	14,28	20,09	20,10	24,50	24,78	19,41
		$\sigma$	5,31	4,79	4,86	3,87	3,76	3,10	4,16
		C.V.	25,15	21,35	16,33	13,80	11,44	9,60	14,99

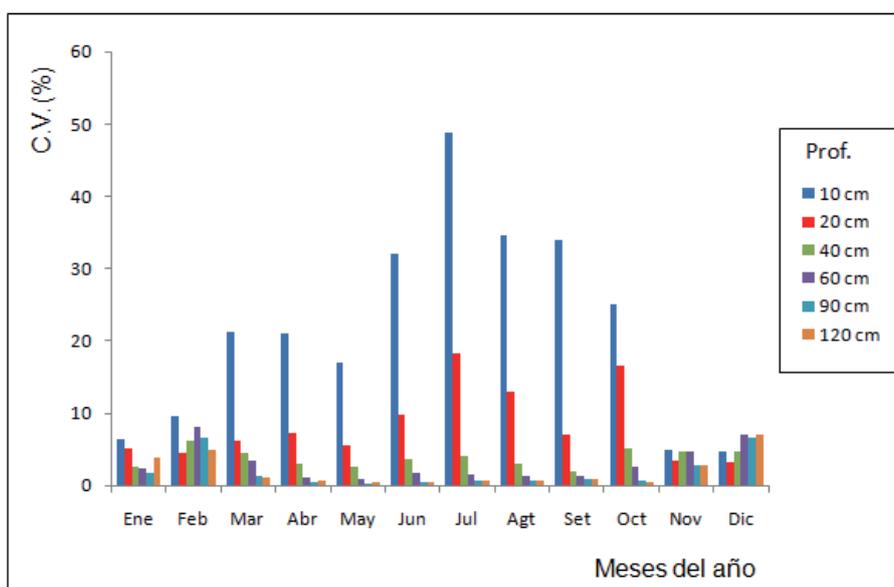
**Tabla 27.** Promedios anuales de los valores del contenido de humedad del suelo (%) a las diferentes profundidades, monitorizadas con sondas de capacitancia FDR, para el periodo en estudio en el CIAM Mabegondo (Med: Media,  $\sigma$ : desviación típica y CV: coeficiente de variación).

Lugar	Año		Profundidad						Media
			10 cm	20 cm	40 cm	60 cm	90 cm	120 cm	
CIAM	2008	Med	17,92	20,49	25,68	26,25	29,69	30,46	25,08
		Max	33,29	33,22	31,96	37,99	38,41	38,64	35,21
		Min	6,24	12,76	22,28	23,82	28,21	28,75	20,47
		$\sigma$	8,96	5,96	2,81	2,67	2,04	2,16	3,80
		C.V.	50,03	29,10	10,94	10,16	6,88	7,10	15,16
CIAM	2009	Med	23,69	28,39	26,43	27,48	30,64	31,46	28,01
		Max	38,53	36,69	38,09	38,03	38,45	38,61	37,41
		Min	6,75	14,05	21,50	23,55	27,84	28,28	20,53
		$\sigma$	9,03	5,47	2,74	2,74	2,28	2,64	3,78
		C.V.	38,10	19,28	10,38	9,97	7,43	8,39	13,49
CIAM	2010	Med	25,24	27,16	27,83	27,82	30,82	31,14	28,34
		Max	41,49	38,58	34,11	38,03	38,45	38,47	36,45
		Min	6,69	11,18	20,18	20,93	26,38	26,64	18,71
		$\sigma$	11,29	8,38	3,83	3,43	2,60	3,42	5,12
		C.V.	44,71	30,84	13,77	12,32	8,44	11,00	18,06

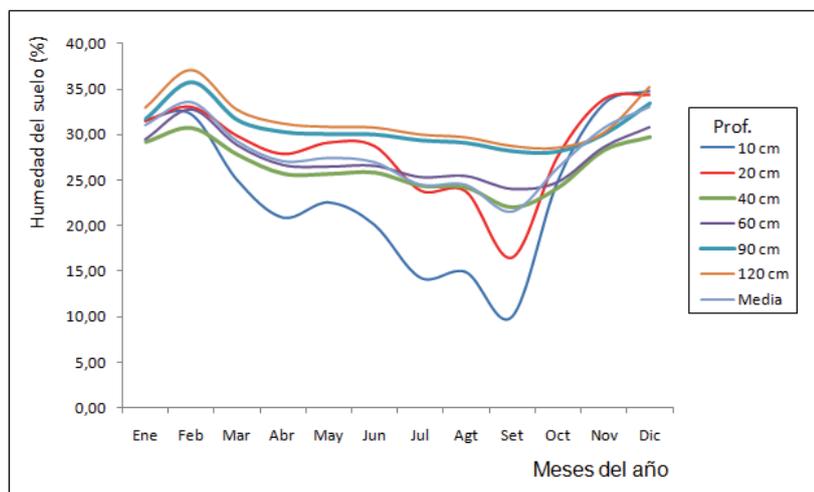
Los resultados de las figuras 42 a 48 ponen de manifiesto que la mayor variabilidad del contenido de agua en el suelo se produce en las estaciones de verano y otoño; durante el invierno, el perfil del suelo está mayoritariamente húmedo en toda su profundidad y durante el verano se tiene menor humedad, pero a su vez mayor amplitud húmeda, atribuyéndose principalmente a las condiciones climatológicas típicas del verano y por ende produciendo a su vez una mayor actividad de transpiración y evaporación en el suelo.

Se puede observar, en la parcela forestal de El Abelar una considerable variación de humedad en los perfiles más profundos. Se asume esto debido a que las raíces del

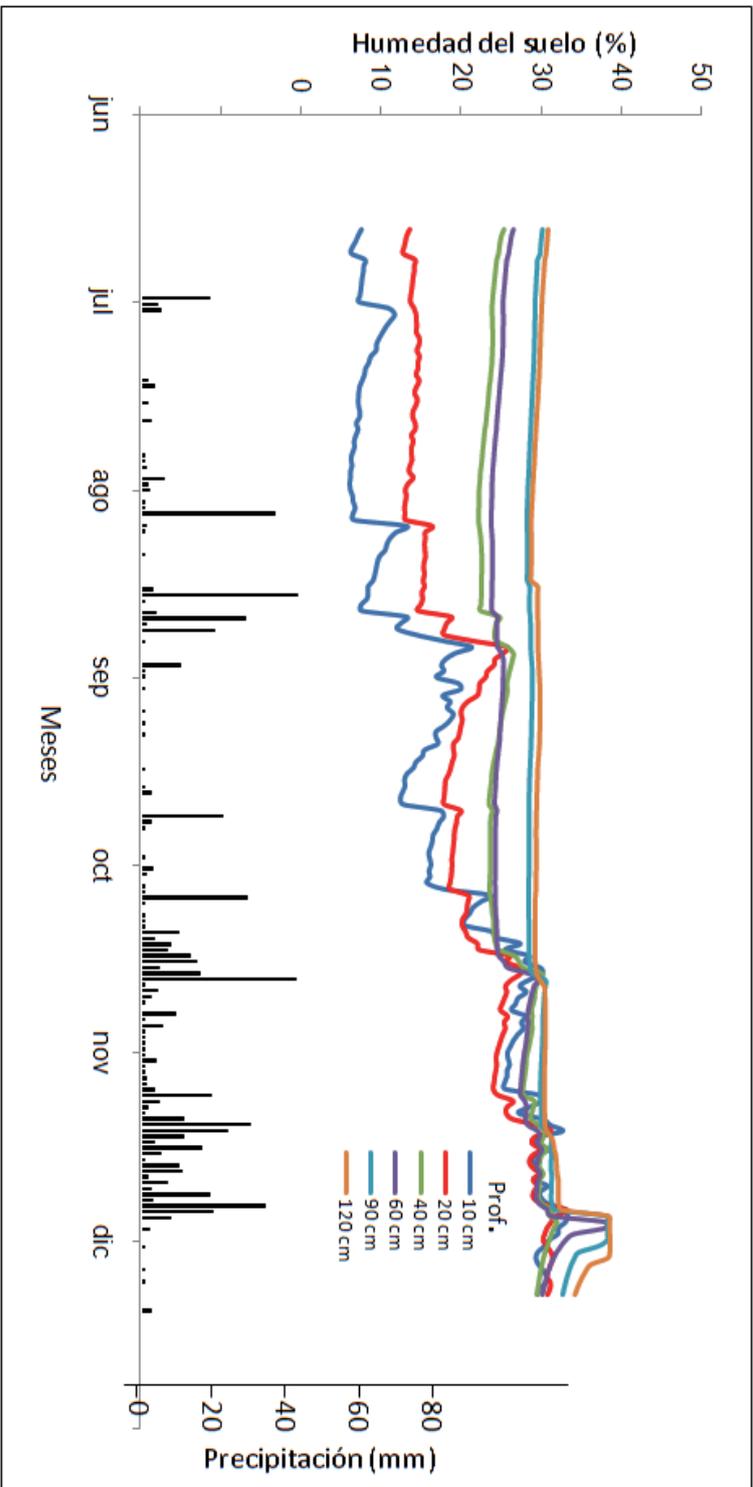
eucalipto alcanzan mayor profundidad extrayendo agua de capas más profundas. Principalmente en el verano, al existir menos aportes de agua, se producen mayores descensos de humedad comparados con las otras parcelas estudiadas en las que las especies estudiadas poseen una masa radicular menos profunda. (Figura 48)



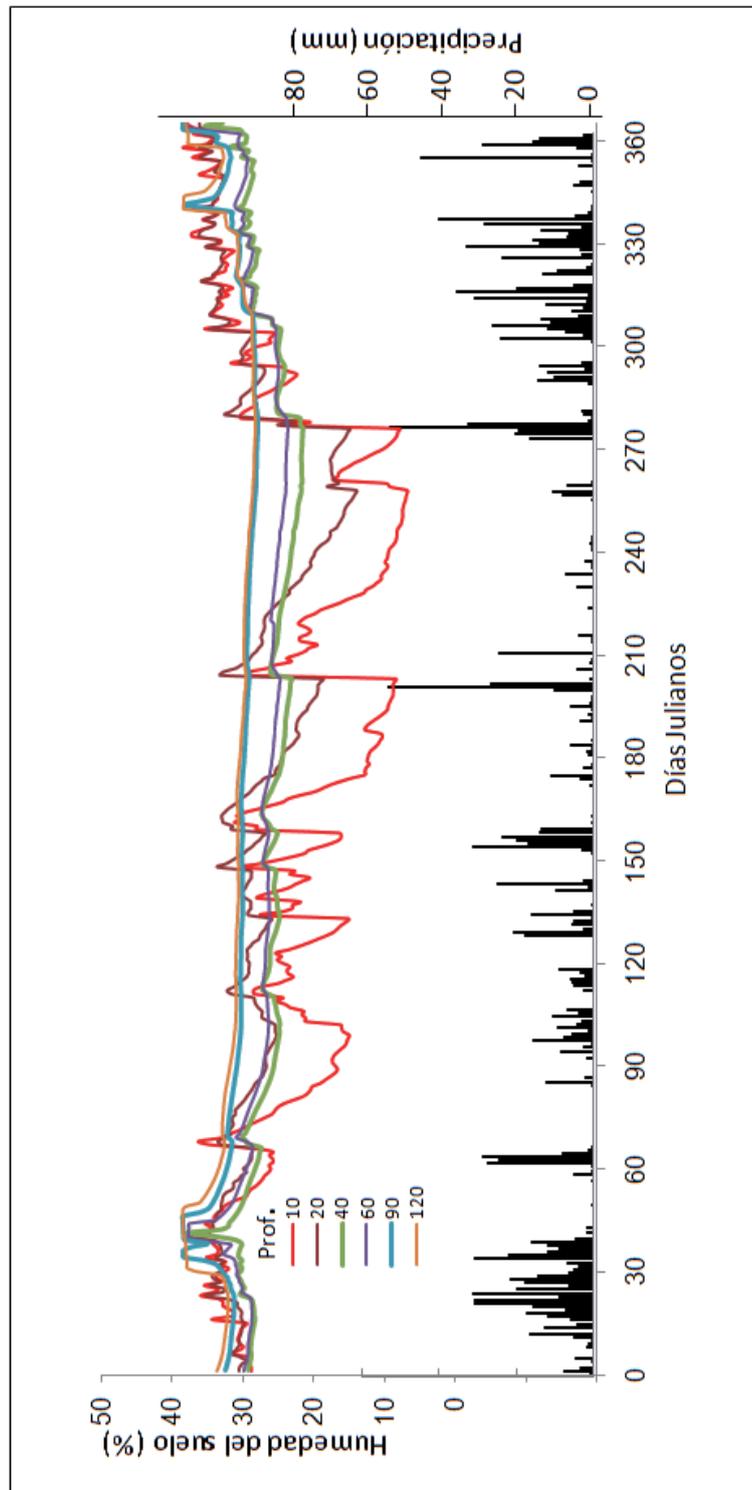
**Figura 42.** Valores del coeficiente de variación (%) para los promedios diarios de cada mes del año de la humedad del suelo a diferentes profundidades del perfil.



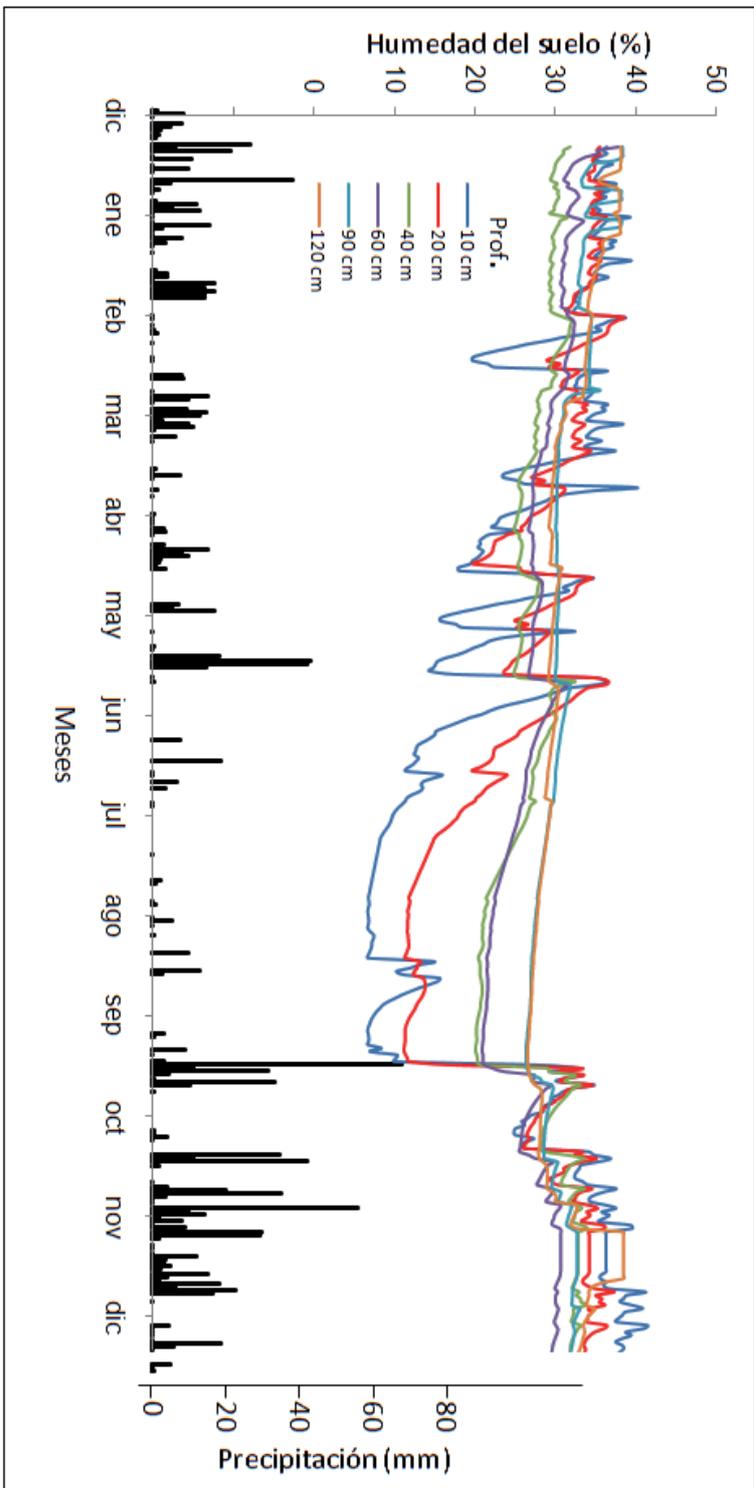
**Figura 43.** Valores medios mensuales de humedad del suelo a las profundidades monitorizadas con las sondas FDR durante el año 2009 en Lóngora.



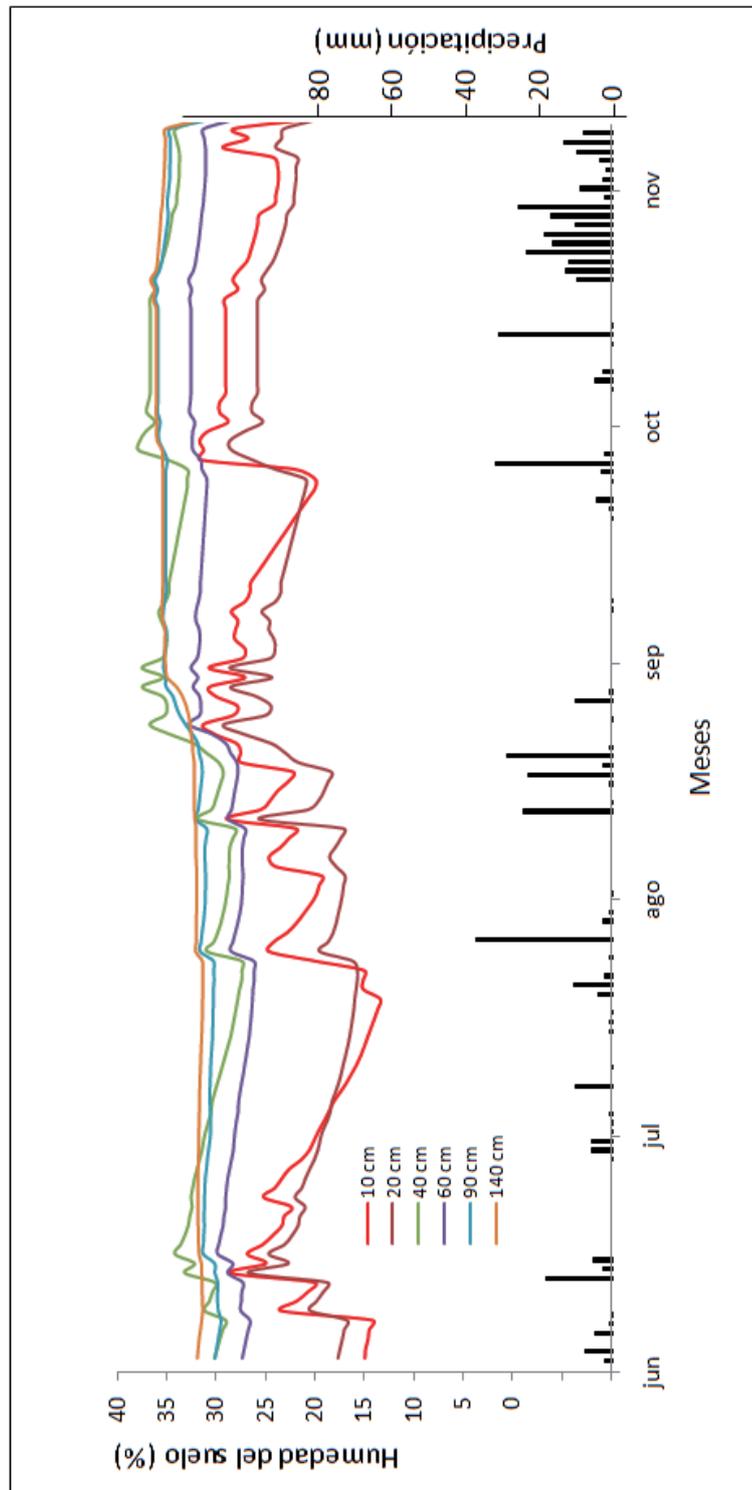
**Figura 44.** Valores promedios diarios, de la humedad del suelo a diferentes profundidades monitorizadas con sondas de capacitancia FDR para parcelas con cobertura vegetal de praderas – CIAM Mabegondo 2008.



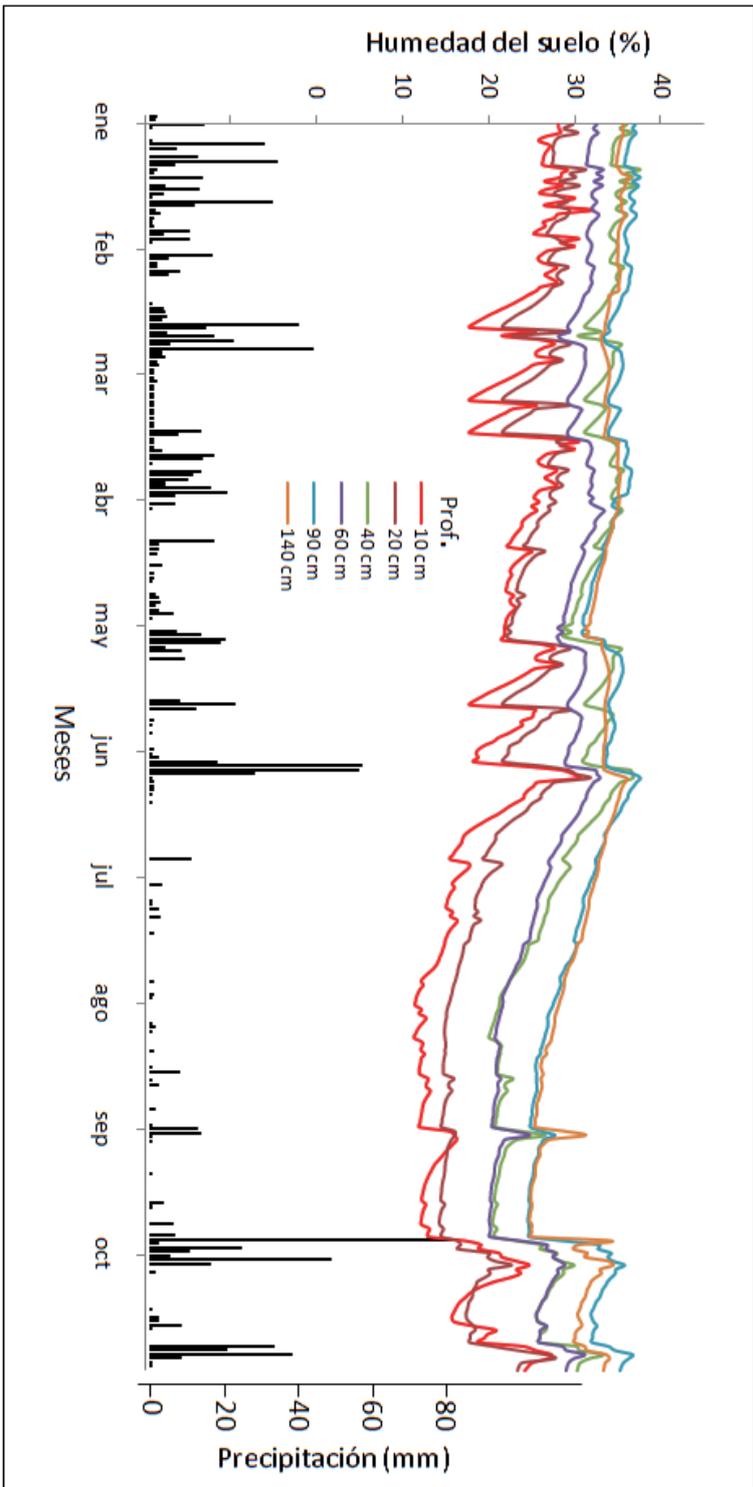
**Figura 45.** Valores promedios diarios de la humedad del suelo a diferentes profundidades monitorizadas con sondas de capacitancia FDR para parcelas con cobertura vegetal de praderas – CIAM Mabegondo 2009.



**Figura 46.** Valores promedios diarios de la humedad del suelo a diferentes profundidades monitorizadas con sondas de capacitancia FDR para parcelas con cobertura vegetal de praderas – CIAM Mabegondo 2010.



**Figura 47.** Valores promedios diarios de la humedad del suelo a diferentes profundidades monitorizadas con sondas de capacidad FDR para parcelas con cobertura forestal (*Eucalyptus globulus*) – El Abelar 2008.



**Figura 48.** Valores promedios diarios de la humedad del suelo a diferentes profundidades monitorizadas con sondas de capacitancia FDR para parcelas con cobertura forestal (*Eucalyptus globulus*) – El Abelar 2010.

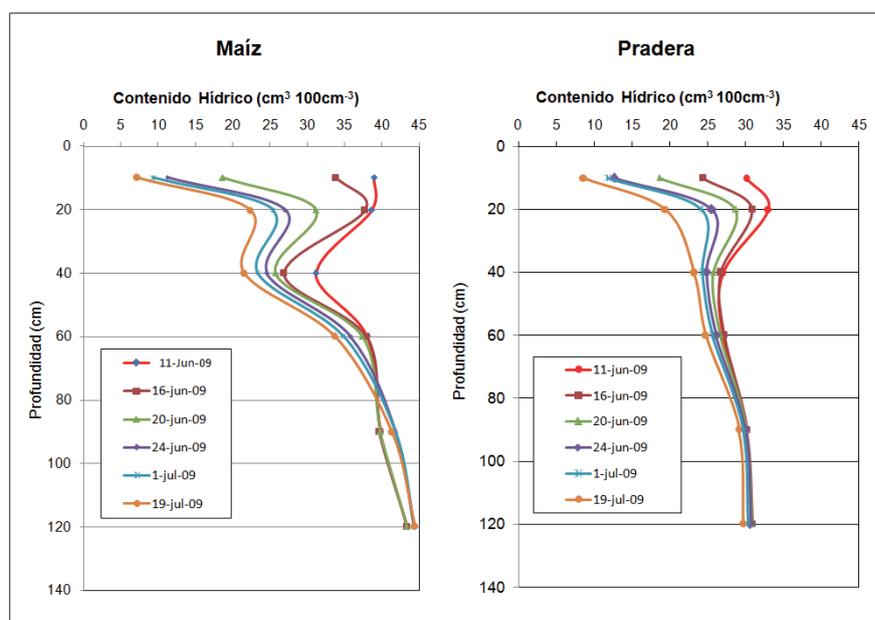
**Tabla 28.** Valores medios mensuales del contenido de la humedad del suelo (%) para parcelas bajo praderas ubicadas en el CIAM (Med: Media,  $\sigma$ : desviación típica y CV: coeficiente de variación).

Meses	Profundidad																	
	10 cm			20 cm			40 cm			60 cm			90 cm			120 cm		
	Med	$\sigma$	CV	Med	D.E.	CV	Med	$\sigma$	CV	Med	$\sigma$	CV	Med	$\sigma$	CV	Med	$\sigma$	CV
Ene	31,65	2,03	6,40	31,56	1,61	5,10	29,16	0,75	2,57	29,50	0,72	2,43	31,76	0,53	1,68	32,97	1,24	3,77
Feb	32,27	3,11	9,62	33,12	1,49	4,51	30,69	1,93	6,27	32,77	2,68	8,17	35,73	2,37	6,62	37,10	1,80	4,85
Mar	25,05	5,34	21,33	29,95	1,87	6,23	27,77	1,27	4,59	28,88	1,02	3,54	31,61	0,41	1,29	32,74	0,39	1,18
Abr	20,91	4,38	20,94	27,96	2,03	7,27	25,69	0,78	3,04	26,69	0,28	1,04	30,33	0,15	0,50	31,21	0,24	0,76
May	22,56	3,86	17,11	29,20	1,63	5,57	25,67	0,65	2,52	26,51	0,26	0,99	30,09	0,09	0,31	30,84	0,14	0,45
Jun	20,10	6,46	32,13	28,82	2,80	9,73	25,80	0,93	3,60	26,60	0,46	1,74	30,04	0,13	0,42	30,76	0,12	0,40
Jul	14,30	6,97	48,78	23,94	4,37	18,26	24,38	1,00	4,09	25,36	0,37	1,44	29,41	0,18	0,61	30,00	0,23	0,76
Agt	14,89	5,14	34,51	23,82	3,07	12,91	24,16	0,75	3,11	25,47	0,34	1,33	29,13	0,19	0,64	29,68	0,22	0,72
Set	9,98	3,39	33,99	16,56	1,17	7,06	22,02	0,41	1,88	24,07	0,33	1,36	28,24	0,24	0,86	28,73	0,27	0,94
Oct	24,91	6,22	24,97	27,69	4,58	16,54	24,18	1,26	5,21	24,82	0,63	2,54	28,20	0,20	0,72	28,55	0,16	0,56
Nov	33,38	1,66	4,98	33,95	1,16	3,40	28,27	1,30	4,61	28,63	1,38	4,81	30,09	0,83	2,74	30,16	0,87	2,88
Dic	34,84	1,63	4,67	34,46	1,10	3,20	29,70	1,40	4,70	30,82	2,15	6,99	33,45	2,23	6,68	35,23	2,47	7,00

*Evolución del contenido de humedad en el perfil hídrico*

La evolución del contenido de humedad en el perfil hídrico del suelo se pudo apreciar gracias a las lecturas del mismo mediante las sondas de FDR, en la Figuras 49 donde se puede observar un periodo de descenso de humedad, donde los aportes de humedad (precipitación) son nulos, y donde la diferencia del contenido hídrico del suelo es exclusivamente ocasionada por la evapotranspiración.

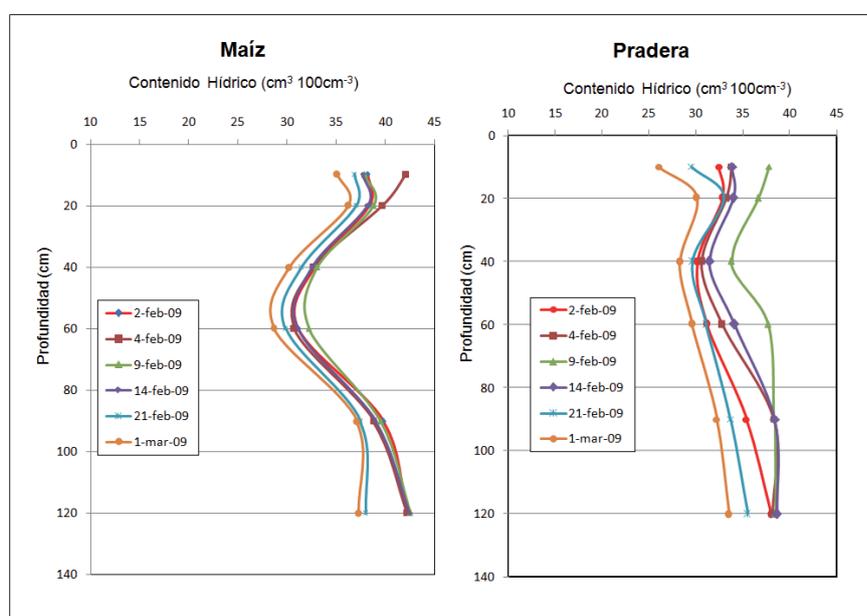
Se puede observar una apreciable disminución del contenido de agua de las capas superiores; en esta misma figura se percibe la mayor extracción de agua por el sistema radicular del maíz (a 40 cm zona de influencia radicular del maíz) en la que se observa mayor pérdida de agua. En las capas inferiores se mantiene casi invariable el contenido de humedad, probablemente debido a la circulación del agua de las capas superiores hacia las inferiores y una menor extracción de agua por parte de las raíces en estas capas más profundas.



**Figura 49.** Perfiles hídricos en El CIAM obtenidos con sondas FDR, para períodos de pérdida de humedad con escasa precipitación bajo cultivo de maíz y pradera.

En la Figura 50 se representa el estado del perfil de humedad del suelo durante un periodo de constantes precipitaciones, observándose una tendencia al incremento del contenido de

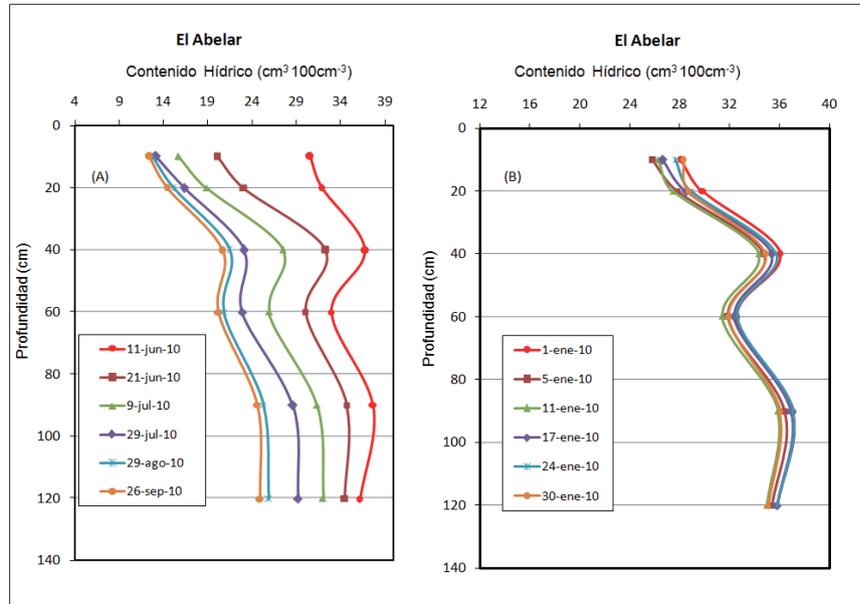
humedad a lo largo del perfil, y también una mayor variación del contenido de agua y una mayor uniformidad a lo largo del perfil del suelo en las praderas. En el caso de la parcela de maíz, por tratarse de una época de entre cultivo se puede observar una menor variabilidad del contenido hídrico del suelo, presumiéndose a la poca o nula transpiración de la planta, atribuyéndose las pérdidas de agua a la evaporación e infiltración. En esta parcela se aprecia una mayor variación del contenido de agua a lo largo del perfil descendiendo el contenido hídrico a 40 y 60 cm de profundidad.



**Figura 50.** Perfiles hídricos en El Abelar obtenidos con sondas FDR, para períodos húmedos con alta precipitación

La evolución del contenido hídrico a lo largo del perfil del suelo en la parcela forestal de El Abelar, se puede observar en la figura 51, donde tenemos dos periodos bien diferenciados: A) Un periodo con poco aporte de agua durante el que se aprecia un descenso del contenido hídrico en el suelo, este descenso se produce de manera relativamente homogénea a lo largo del perfil evaluado, presumiéndose tal hecho a la mayor profundidad radicular, que extrae agua a lo largo de toda la profundidad monitoreada, diferenciándose de las parcelas bajo maíz y pradera (figura 49), donde se aprecia una mayor pérdida de agua en la parte superior del perfil evaluado. B) Un perfil hídrico en temporadas húmedas donde presenta una menor

del contenido hídrico, gracias a los aportes de agua mediante las precipitaciones y una pérdida de agua principalmente a través de la evapotranspiración.



**Figura 51.** Perfiles hídricos en El Abelar obtenidos con sondas FDR, para períodos de pérdida de humedad con escasa precipitación (A) y períodos húmedos con alta precipitación (B) en una parcela forestal con *Eucalyptus globulus*.

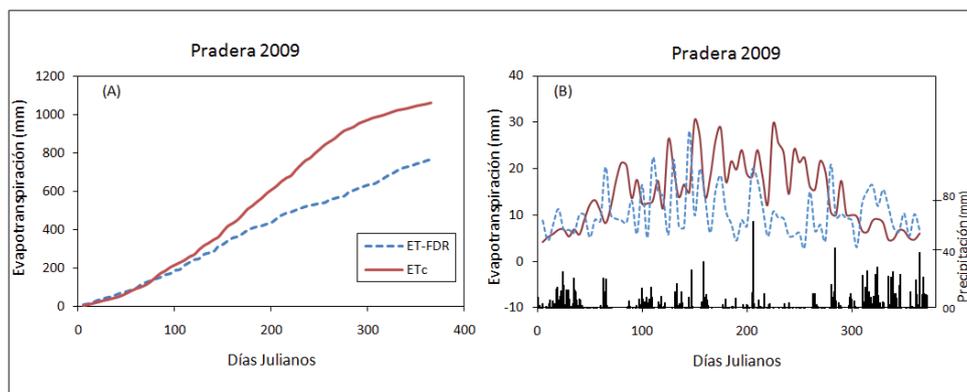
#### 4.8. CONSUMO HÍDRICO VEGETAL Y BALANCE HÍDRICO DEL SUELO

Para estimar el consumo hídrico de la cobertura vegetal (E<sub>Tr</sub>) en las parcelas de estudio se utilizó información meteorológica y las sondas de capacitancia FDR, sondas fijas de lectura automática y sondas portátiles de lectura manual.

##### a) *Sondas FDR automáticas*

Se realizó el balance hídrico según lo que se describe en la sección de Materiales y métodos. En la Tabla 29 se muestran los valores obtenidos de cada componente del balance hídrico, los cuales fueron obtenidos para periodos de cinco días, estimándose la humedad del suelo con frecuencia horaria mediante el uso del FDR. La E<sub>Tr</sub> se ha calculado a partir de la diferencia del contenido hídrico en cada inicio y final de cada periodo, tomando en cuenta los aportes mediante la precipitación y las pérdidas de agua ocurridas por infiltración, drenaje superficial e interceptación por la vegetación en el caso de la zona forestal.

Para estimar la E<sub>Tr</sub> mediante este sistema es necesaria información meteorológica (aporte de humedad) muy precisa. La variada cantidad y frecuencia del aporte hídrico mediante la precipitación genera una gran variabilidad en el contenido de humedad en los perfiles superiores del suelo, lo que dificulta la estimación de los componentes del balance hídrico.



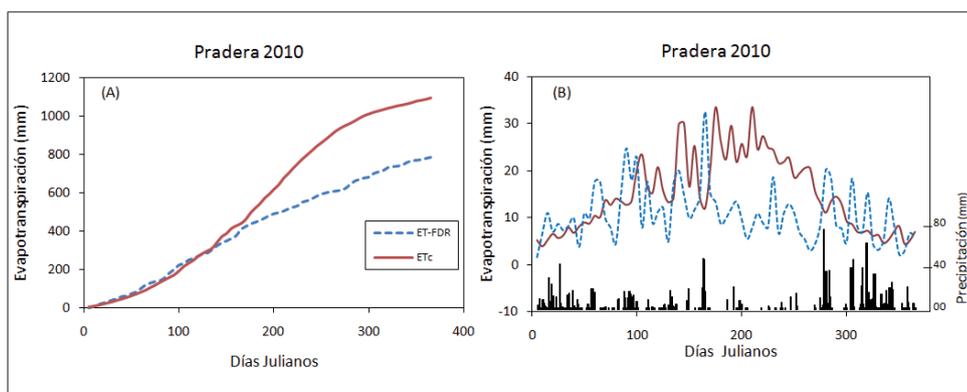
**Figura 52.** (A) Evapotranspiración acumulativa calculada con el modelo FAO-56 *versus* la evapotranspiración estimada mediante el FDR en pradera, (B) Curso temporal de la evapotranspiración en praderas año 2009.

**Tabla 29.** Balance hídrico en las parcelas con praderas de CIAM Mabegondo y la parcela forestal de El Abelar usando FDR (EnviroScan); P es la precipitación total, Inf es la infiltración, D es el drenaje, Int es la pérdida por interceptación, ETr la evapotranspiración real, Dif es la diferencia (balance hídrico) y ETc es la evapotranspiración de la cultura (FAO).

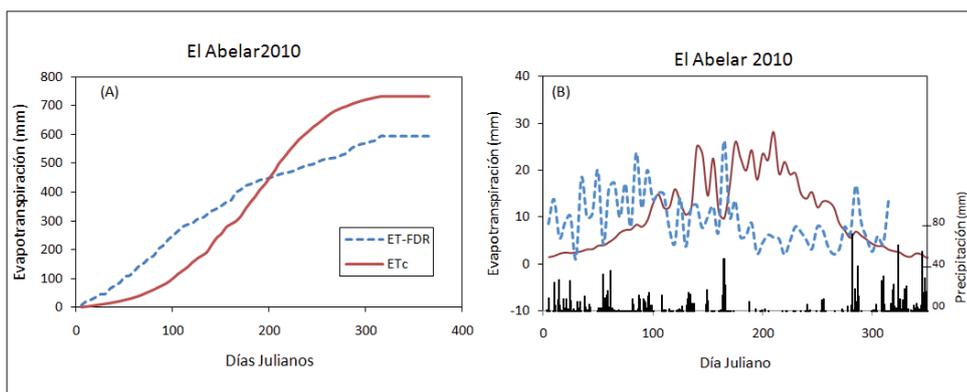
Periodo - Lugar	P	Inf		D		Int		ETr		Dif		ETc
	mm	mm	(%)P	mm								
<b>CIAM – MABEGONDO (Praderas)</b>												
15/07/2008-31/12/2008	638,0	4,8	0,8	268,3	42,1	-	-	404,2	63,4	-39,3	-6,2	479,2
30/06/2009-31/12/2009	597,6	86,4	14,5	187,2	31,3	-	-	408,6	68,4	-84,6	-14,2	523,3
01/01/2009-29/06/2009	775,0	112,9	14,6	208,0	26,8	-	-	358,4	46,2	95,7	12,3	536,1
30/06/2010-31/12/2010	630,4	187,4	29,7	87,8	13,9	-	-	447,2	70,9	-91,9	-14,6	518,5
01/01/2010-29/06/2010	711,3	164,7	23,2	183,5	25,8	-	-	339,0	47,7	24,1	3,4	573,8
<b>EL ABELAR (Eucaliptos)</b>												
30/06/2008-10/11/2008	466,6	22,4	4,8	186,9	40,1	54,1	11,6	272,3	58,4	-69,1	-14,8	292,7
27/01/2009-10/05/2009	451,8	16,0	3,5	183,8	40,7	53,8	11,9	201,8	44,7	-3,5	-0,8	174,0
05/09/2009-31/12/2009	787,5	71,5	9,1	294,1	37,3	121,3	15,4	229,5	29,1	71,2	9,0	131,3
01/01/2010-29/06/2010	917,9	35,0	3,8	349,5	38,1	137,7	15,0	427,2	46,5	-31,4	-3,4	364,2
20/06/2010-11/11/2010	452,0	18,7	4,1	182,8	40,4	55,6	12,3	165,8	36,7	29,1	6,4	367,2
<b>LONGORA (Pasto natural)</b>												
10/07/2008-31/12/2008	612,0	50,5	8,3	190,3	31,1	-	-	310,2	50,7	61,0	10,0	325,4
30/06/2009-31/12/2009	542,4	61,4	11,3	177,2	32,7	-	-	352,6	65,0	-48,8	-9,0	174,0
01/01/2009-29/06/2009	697,6	108,9	15,6	198,0	28,4	-	-	341,4	48,9	49,3	7,1	131,3
30/06/2010-31/12/2010	563,8	116,4	20,6	67,6	12,0	-	-	390,0	69,2	-10,2	-1,8	339,0
01/01/2010-29/06/2010	610,2	141,7	23,2	122,5	20,1	-	-	271,0	44,4	75,0	12,3	345,6

En general, la evapotranspiración del cultivo (ETc) calculada mediante el método propuesto por la FAO sobreestima los valores de consumo hídrico (ET-FDR) obtenidos mediante el cálculo de un balance hídrico utilizando sondas FDR, (Figuras 52A, 53A, 54A y 55A). Se observa que, en el caso de la parcela forestal de El Abelar y la parcela de pasto natural de Lóngora (Figuras 54 y 55), que ET-FDR sobreestima durante el primer periodo anual a la ETc (día Juliano 1-200), para después en el periodo menos húmedo subestimar a la ETc.

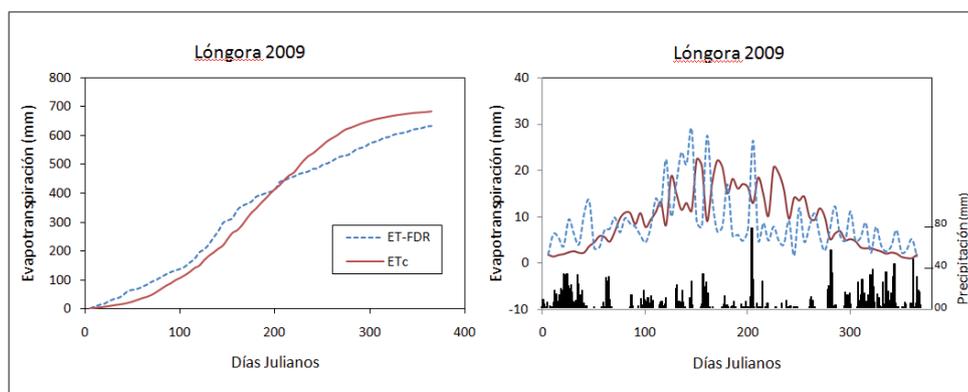
En las Figuras 52B, 53B, 54B y 55B, se puede observar la evolución temporal anual de ETc y ET-FDR. En ellas se aprecia que durante el periodo con una mayor precipitación (invierno y primavera) la ET-FDR sobreestima ligeramente a la ETc, hecho que se aprecia con mayor claridad en el Abelar (Figura 54), esto se deba probablemente, a la mayor precipitación en la zona.



**Figura 53.** (A) Evapotranspiración acumulativa calculada con el modelo FAO-56 *versus* la evapotranspiración estimada mediante el FDR en CIAM pradera, (B) Curso temporal de la evapotranspiración en CIAM praderas año 2010.



**Figura 54.** (A) Evapotranspiración acumulativa calculada con el modelo FAO-56 *versus* la evapotranspiración estimada mediante el FDR en parcelas forestales (*E. globulus*), (B) Curso temporal de la evapotranspiración en El Abelar año 2010.



**Figura 55.** (A) Evapotranspiración acumulativa calculada con el modelo FAO-56 versus la evapotranspiración estimada mediante el FDR en parcelas de Lóngora bajo pasto natural, (B) Curso temporal de la evapotranspiración en parcelas de Lóngora año 2009.

#### b) Sondas FDR de lectura manual

El consumo hídrico con el uso de la sonda portátil de lectura manual (Diviner 2000) se estimó mediante lo propuesto por ARAUZO *et al.* (2003) descrito en la sección Materiales y métodos.

La comparación entre el consumo de agua del maíz y praderas estimado utilizando la metodología propuesta por la FAO-56 (ETc) a través de la ecuación Penman-Monteith (PM) y la obtenida mediante la sonda de capacitancia de lectura manual FDR (Diviner 2000) (ETr), se presenta en las Figuras 56, 57, 58 y 59; y la Tablas 29 y 30.

De acuerdo con la Tabla 29 y las Figuras 56, 57 y 58 el consumo de agua del cultivo del maíz y praderas para el periodo de estudio, calculada por medio de la ETc (Ecuación FAO-56) fue de 275,58 y 264,73 mm siendo más elevado que de la ETr estimado mediante el FDR, que fue de 186,70 y 198,85 mm respectivamente.

Cuando se consideran los datos acumulativos, figura 44a, las diferencias entre ETc y ETr, en general tienden a aumentar conforme avanza el ciclo vegetativo del maíz. No obstante al comparar los datos diarios de ETc y ETr en la figuras 56b y 57b, se aprecia que a escala diaria ambas variables presentan el mismo valor o siempre la demanda potencial de agua (ETc) supera al consumo real (ETr) en cuyo caso se genera déficit hídrico.

Los periodos con déficit y sin déficit están distribuidos a lo largo de todo el ciclo vegetativo del maíz durante los años de estudios.

En las figuras 56b y 57b también se observa que la demanda potencial de agua  $ET_c$  presentó una tendencia a aumentar desde el inicio del ensayo hasta el día 98 después de la siembra del maíz (dds), alcanzando los valores más elevados entre 3,6 y 4,9  $\text{mm día}^{-1}$  entre los días 88 y 98 coincidiendo con el ciclo vegetativo del final de la floración y formación de granos y posteriormente se mantuvo por debajo de 3,5  $\text{mm día}^{-1}$  con tendencia a disminuir hasta la cosecha.

Los principales periodos con déficit hídrico fueron, en la etapa de crecimiento vegetativo desde los 56 a 60 y de los 60 a 74 días. Para la etapa de floración y formación de grano fueron desde los 91 a 102 días y desde los 126 a 129 días.

La infiltración estimada para este periodo fue de 26,60 mm para el maíz y 6,4 mm para las praderas, estimación hecha solo en el periodo de  $\Delta H$  mediante el balance hídrico (Tabla 30).

El coeficiente de determinación entre  $ET_c$  y  $ET_r$  estimado para dicho periodo fue de  $R^2=0,47$ , con un RMSE de 4,07 mm y 3,5mm equivalente a un  $MSE_S$  de 22,15 y 12,50 con un índice de similitud de 0,35 y ,33. para el maíz y las praderas respectivamente (Tabla 32).

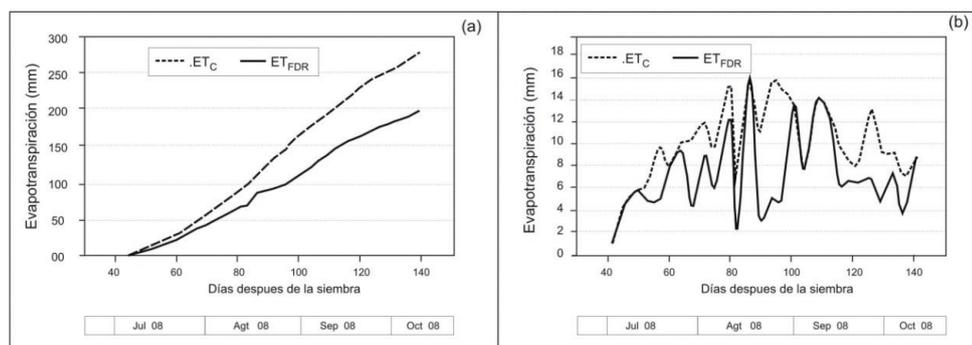
En la Figura 58 se representa la precipitación para cada periodo entre lecturas de datos  $\theta$  (dos veces por semana) así como el contenido hídrico medio registrado a las profundidades de 0-70 cm, 70-120 cm y 120-160 cm, estimado mediante el FDR.

En el curso del ensayo se han observado importantes fluctuaciones del contenido hídrico del suelo principalmente en la zona de influencia radicular (0 a 70 cm), oscilando entre 20,99% y 28,47%, en respuesta a los aportes de agua de lluvia y a la evapotranspiración del cultivo.

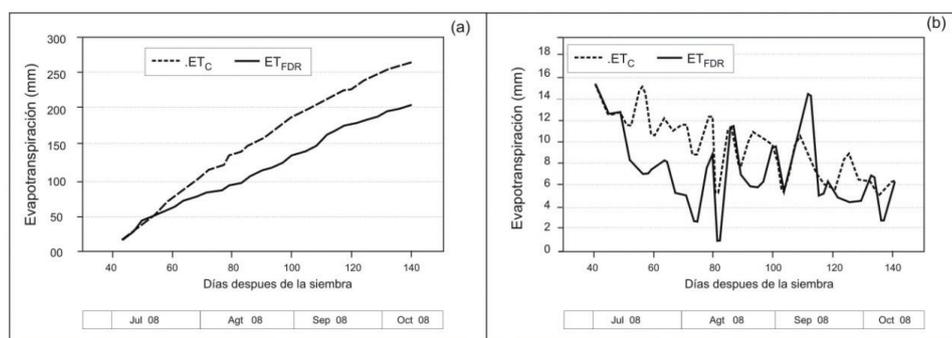
A profundidades de 70-120 y 120-160 cm, el contenido de agua en el suelo es más alto con promedios de 32,7% y 35,5% respectivamente, teniendo una menor oscilación y con una tendencia a disminuir durante el periodo de estudio.

El coeficiente de variación (CV) de los datos de humedad del suelo en los 12 puntos de medición fue de 0,10, 0,13 y 0,42 a profundidades de 0-70 cm, 70-120 cm y 120-160 cm, respectivamente.

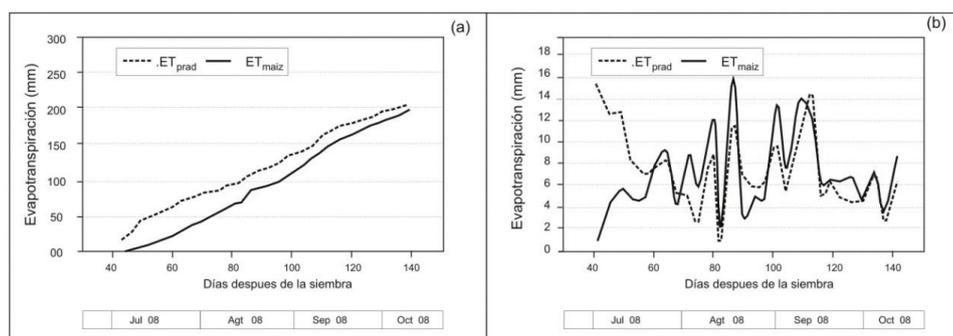
Según la Tabla 30 y la Figura 51, para este periodo en general las praderas tuvieron un mayor valor de la ETr, observándose, que la ETr del maíz supera al de las praderas solo en su etapa de crecimiento y formación de grano.



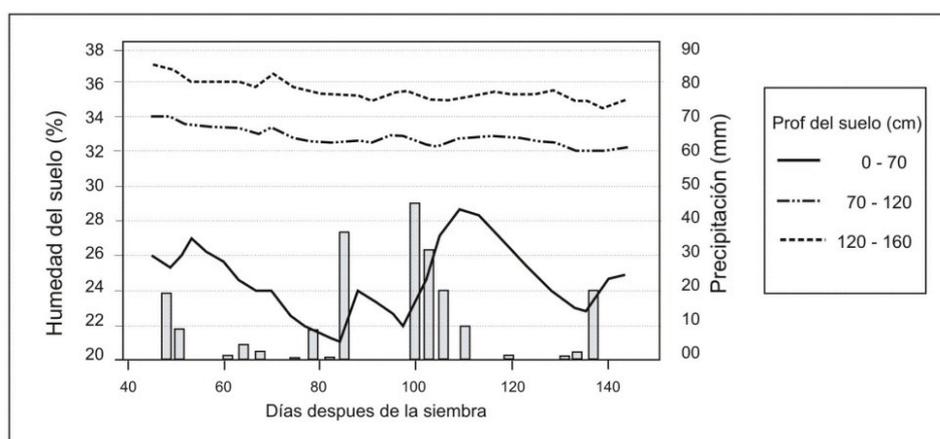
**Figura 56.** (a) Evapotranspiración acumulativa calculada con el modelo FAO *versus* la evapotranspiración estimada mediante el FDR en el cultivo de Maíz, (b) Curso temporal de la evapotranspiración del maíz (frecuencia dos veces por semana).



**Figura 57.** a) Evapotranspiración acumulativa calculada con el modelo FAO *versus* la evapotranspiración estimada mediante el FDR en praderas, (b) Curso temporal de la evapotranspiración en praderas (frecuencia dos veces por semana).



**Figura 58.** a) Evapotranspiración acumulativa calculada en el cultivo de maíz *versus* pradera, (b) Curso temporal de la evapotranspiración estimada mediante FDR para maíz y praderas (Frecuencia dos veces por semana).



**Figura 59.** Curso temporal del contenido de agua en el suelo. Valores monitorizados dos veces por semana mediante una sonda FDR, de lectura manual, el aporte de agua (lluvia).

**Tabla 30.** Resumen de los valores de las variables evaluadas durante el periodo de estudio, para el cultivo de maíz y praderas.

Variable	Maíz	Praderas
Nº de días	95 días	95 días
ETC Total (FAO)	275,58 mm	264,73 mm
ETr Total (Real-FDR)	186,70 mm	198,85 mm
Aporte de agua (lluvia)	195,19 mm	195,19 mm
Infilt ( $\Delta H$ )	26,60 mm	6,47 mm

**Tabla 31.** Resumen de los balances hídricos del periodo de Recarga y Descarga en el cultivo del maíz y las praderas durante el periodo de estudios.

	Maíz		Praderas	
Periodo de Recarga ( $\Delta H$ )				
$\Delta H$	75,32 mm	162,59 mm	79,58 mm	162,60 mm
ETC	60,67 mm		76,55 mm	
Inflt	26,60 mm		6,47 mm	
Lluvia	162,59 mm	162,59 mm	162,60 mm	162,60 mm
Periodo de Descarga ( $\Delta H'$ )				
$\Delta H'$	93,43 mm	126,03 mm	89,60 mm	122,30 mm
Lluvia	32,60 mm		32,60 mm	
Inflt				
ETr	126,03 mm	126,03 mm	122,30 mm	122,30 mm

**Tabla 32.** Cálculos de los estadísticos comparativos, entre la  $ET_C$  mediante el método FAO-56 frente a la ET estimada con el uso de sondas FDR.

Parcelas	RMSE (mm)	$MSE_S$	IA
CIAM maíz (Lectura manual)	4,07	22,15	0,35
CIAM praderas (Lectura manual)	3,53	12,50	0,33
El Abelar (Sistema automático)	2,95	8,77	0,30
CIAM (Sistema automático)	2,33	5,45	0,39
Lóngora (Sistema automático)	2,05	4,20	0,41

RMSE= Raíz cuadrada del error cuadrático medio,  $MSE_S$ = Error cuadrático medio %, IA= Índice de similitud

## **5. CONCLUSIONES**



## 5. CONCLUSIONES

### *a) Caracterización de las condiciones físico hídricas de los suelos en estudio*

Las conclusiones están ordenadas en función de cada una de las principales propiedades y atributos del suelo que influyen en el contenido hídrico del mismo y que fueron analizadas y discutidas en los capítulos previos. Por tanto, dichas conclusiones, son las que se desprenden del análisis de la textura del suelo, densidad aparente, porosidad total, contenido de materia orgánica, curva característica y conductividad hidráulica.

El suelo de las parcelas experimentales presenta una textura muy homogénea, tanto espacialmente como en las profundidades estudiadas. Todas las muestras analizadas pertenecen a la clase textural franca (USDA).

Para El CIAM Mabegondo el contenido medio de limo y arcilla es de 39,0% y 21,07%, respectivamente, para El Abelar se determinó un 45% de limo con un 20% de arcilla y para la parcela de Lóngora se tiene un porcentaje de limo y arcilla en un 36,4% y 27%, respectivamente.

En suelos de este tipo (textura media) en Galicia, se obtuvo una buena retención de agua útil para las plantas, principalmente al incrementarse el contenido de materia orgánica.

Los valores medios de la densidad aparente en las parcelas estudiadas variaron entre 1,02 y 1,10 Kg dm<sup>-3</sup>, encontrándose una mayor variabilidad de los datos en El Abelar en relación con las demás parcelas estudiadas.

El contenido medio de materia orgánica varía en función a la profundidad, obteniéndose valores promedios en los perfiles superiores (0-30cm) de 11,71% y 5,47 para El Abelar y el CIAM, respectivamente; mientras que, para las profundidades mayores a 30 cm, se determinaron valores de 7,36% y 2,11%, respectivamente. En la parcela de Lóngora de encontraron valores medios de materia orgánica de 7,50%.

Las curvas características de humedad (curvas de retención hídrica) de los horizontes superficiales (0-20 cm) presentan una menor retención de agua frente a las curvas características de los perfiles más profundos (50 cm), acortándose las diferencias a potenciales menores, potenciales próximos a la saturación, lo que nos indica la influencia de la cobertura vegetal, compactación de los suelos y los laboreos.

Las mediciones de conductividad hidráulica saturada en campo tuvieron coeficientes de variación altos, principalmente en El Abelar y en el CIAM (cultivo de maíz) con CV de 77,34% y 87,32% respectivamente, obteniéndose los mayores valores promedio en las parcelas del CIAM con cultivo de maíz ( $37,4 \text{ mm h}^{-1}$ ) frente a valores medios en praderas ( $18,6 \text{ mm h}^{-1}$ ), El Abelar ( $12,8 \text{ mm h}^{-1}$ ) y sobre la vegetación natural en Lóngora ( $12,9 \text{ mm h}^{-1}$ ), teniéndose como causas probables el laboreo en terrenos de cultivo, la compactación en las parcelas de praderas, vegetación natural, parcelas con eucaliptos.

*b) Características climáticas*

En la zona de El Abelar, los eucaliptos tienen aproximadamente unos 5 m de altura, por lo que influyeron notablemente en la micrometeorología de las zonas próximas a la plantación, teniendo efectos principalmente en la temperatura del aire y la velocidad del viento.

*c) Calibración de la sonda de capacitancia (Diviner 2000)*

Una curva de potencia se ajustó para la calibración, obteniéndose una buena correlación ( $R^2 > 0,90$ ) y un RMSE ( $0,026 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ).

El uso de la calibración suministrado por el fabricante era adecuado para los suelos, a pesar de una ligera sobrestimación en el rango de humedad de  $0,19 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  hasta  $0,31 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ .

*d) Régimen hídrico de los suelos*

Son normales cambios drásticos y la existencia de periodos altos y bajos de humedad. Este comportamiento se debe a la presencia de cultivos y praderas en el CIAM, pasto natural en Lóngora y árboles en El Abelar, lo que favorece la rápida evaporación y transpiración de los suelos.

Durante las estaciones más secas como son el verano y el otoño, existen precipitaciones menos frecuentes que afectan a los horizontes más superficiales, generando una gran variación del contenido de humedad.

En las parcelas de El Abelar, debido a la presencia de raíces más profundas, se puede observar que los horizontes inferiores, en las estaciones más secas, se produce un descenso de humedad y en las parcelas con influencia radicular menor como es el caso de praderas y maíz, esta tendencia se reduce.

De este modo se concluye que, las sondas FDR son instrumentos adecuados, viables y prácticos para monitorizar y acompañar el régimen hídrico de los suelos, por ser un instrumento automatizable y con posibilidades de monitorizar a larga distancia vía telefónica y/o mediante el internet.

*e) Balance hídrico y evapotranspiración*

En las parcelas estudiadas la variación del contenido de humedad en el suelo, se da principalmente en la zona de influencia radicular (0 a 70 cm), debido al consumo de agua a través de la transpiración de los vegetales y la transpiración del suelo y al aporte de agua por medio de las precipitaciones. En el cultivo del maíz los máximos valores de E<sub>Tc</sub> y E<sub>Tr</sub> coinciden con el estado fenológico de crecimiento y formación de granos, mientras que en las praderas, vegetación natural y en las parcelas forestales por ser vegetación perenne estos valores dependen principalmente de factores climáticos.

La oscilación de la humedad del suelo en la zona de influencia radicular, para el caso del maíz (0-70 cm) fue de entre el 21% y 28% y para las praderas (0-40 cm) entre el 16% y 30%.

A la luz de los resultados obtenidos podemos afirmar que, los sensores FDR como herramienta para estimar el consumo de agua en los cultivos y el estudio de la dinámica del agua en el suelo, resultan ser viables.

Para calcular la evapotranspiración de los cultivos mediante un balance hídrico con el uso de la técnica de FDR, es muy importante tener datos de aportes de agua por lluvia y/o riego lo más exactos posibles, ya que de los que se dispone, por lo general, son aproximados.



## **6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS**



## 6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AEDO, C.; DIEGO, C.; G. CODRON, J. C.; MORENO, G. (1990). El bosque en Cantabria. Univ. de Cantabria-Asamblea Regional. Santander, 286 pp.
- ALBEITSON, J. D., y MONTALDO, N. (2003). Temporal dynamics of Theoretical basis. *Water Resour Res* 39 (10) 1247.
- ALLEN R. G., PEREIRA L. S., RAES. D. y SMITH M.. (2006). Evapotranspiración del cultivo: Guía para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos, Estudio FAO Riego y Drenaje. Vol. 56. FAO. Roma. 2006. PP. 323.
- ANDRADE, A. J., SILVA. C. R. y ROSSINI, D. (2007). Calibração de um sensor capacitivo de umidade em Latossolo Amarelo na microrregião do litoral Piauiense. *Revista Brasileira de Ciências Agrárias*, Recife, v.2, n.4, p.303-307.
- ARAUZO, M., DÍEZ J. A., y HERNÁIZ, P. (2003). Estimación de balances hídricos y lixiviación de nitratos en sistemas agrícolas. En: Investigación de la zona no saturada, Vol. VI, ZNS'03 (J. Álvarez-Benedí y P. Marinero, eds). Instituto Técnico Agrario de Castilla León, Universidad Europea Miguel de Cervantes. Valladolid, p.408.
- BARCELÓ, C. J., NICOLÁS R. G., SABATER G. B., SÁNCHEZ, T. R. (1992): Fisiología vegetal. Ediciones pirámide, Madrid, p.662.
- BAVER, L. y GARDNER, W. R. (1973). Física de suelos. 1º Ed. en español, Ed. UTEHA. México. p.52p.
- BEECHAM, R. (1995). Patterns of Spatial and Temporal Variability of Factors Affecting Nutrient Export from Chaffey Dam Catchment. In: Binning. P. Bridgeman. H. and Williams- B. (Eds.). Proceedings of MODSIM 95 International Congress in Modeling and Simulation. Newcastle. p.183-187.
- BELLOT, F. & B. CASASECA (1959). Adiciones y correcciones a la Flora de Galicia. *Anales Inst. Bot. Cavanilles* 17(1):233-248.
- BELMONTE, F. y ROMERO, A. (1998a): Modelos y técnicas en interceptación. Sociedad Española de Geomorfología, Geofoma Ediciones, Logroño, p.29.

- BELMONTE, F. y ROMERO, A. (1998b): La cubierta vegetal en las regiones áridas y semiáridas: consecuencias de la interceptación de la lluvia en la protección del suelo y los recursos hídricos. *NORBA*, X, p.9-22.
- BELMONTE, S. F., ROMERO, A., LÓPEZ, F. (1996): Volumen y variabilidad espacial de la lluvia trascolada bajo bosque y matorral mediterráneo semiárido. *Ecología*, 10, p.95-104.
- BOIX FAYOS, C. (1999): Procesos geomórficos en diferentes condiciones ambientales mediterráneas: el estudio de la agregación y la hidrología de los suelos. Tesis doctoral, Facultad de Geografía e Historia, Universitat de Valencia, Valencia, p.394.
- BRADY, N. (1990). *The Nature and Properties of Soils*. MacMillan Publishing Co., INC. USA.
- BRADY, N. (2000). *Elements of the Nature and Properties of Soils*. 12 ed. New Jersey (USA), Prentice - Hall. p.559.
- CALVO DE ANTA, R. M<sup>a</sup> (1992). "El Eucalipto en Galicia sus relaciones con el medio natural.". Universidad de Santiago de Compostela.
- CALVO DE ANTA, R. M<sup>a</sup>., PAZ GONZÁLEZ, A., DIAZ-FIERROS, F. (1979). "Nuevos Datos sobre la Influencia de la Vegetación en la Formación del Suelo en Galicia (II)". *An. Edaf, y Agrob.* nº 9-10. Madrid.
- CARBALLEIRA, A., C. DEVESA, R. RETUERTO, E. SANTILLÁN y F. UCIEDA (1983). *Bioclimatología de Galicia*. Fundación Pedro Barrié de la Maza, Conde de Fenosa. A Coruña. 392 pp.
- CERDA, A. (1995): Factores y variaciones espacio-temporales de la infiltración en los ecosistemas mediterráneos. *Geoforma Ediciones*, Logroño, p.151.
- CERVERA, M. CLOTET, N.; GÜARDIA, R.; SOLÉ SUGRAÑES, LL. (1992): Response to rainfall simulation from scarcely vegetated and non-vegetated badlands. *Catena*, 19, p.39-56.
- CRAIG, R. (1978). *Soil Mechanics*. 2da Ed. In English. Van Nostrand Reinhold Company. New York. U.S.A. p.318.

- CROCKFORD, R. H. y RICHARDSON, D. P. (1990). Partitioning of rainfall in a Eucalypt forest and fine plantation in Southeastern Australia: I through fall measurement in a Eucalypt forest: effect of method and species composition. *Hydrological Processes* (4): p.131-144.
- CRONEY, D. y COLEMAN, J. D. (1961) "Pore pressure and suction in soils" Proc Conf. pore pressure and suctions in soils: 31 - 37. Butterworth's, London, U. K.
- DAFONTE DAFONTE, J. (1998). Procesos hidrológicos superficiales en cuencas agrícolas. Tesis doctoral, Escuela politécnica superior. Departamento de Ingeniería Agroforestal, Universidad de Santiago de Compostela.
- DE LA LAMA GUTIERREZ, G. (1976). "Atlas del Eucalipto". INIA. ICONA, Sevilla.
- DEROUICHE, A. (1996): Estimation et modelisation des composantes du bilan hydrique chez différentes formations arborees, arbustives et herbacees mediterranees. Tesis Master of Science, Zaragoza, p.119.
- DINGMAN, S. L. (1994): *Physical Hydrology*. Macmillan, New York, p.575.
- DIRKSEN, CH. (1999). *Soil physics measurements*. Catena Verlag. Reiskirchen. Germany. 154 p.
- DONOSO, C. (1994). *Ecología Forestal. El bosque y su medio ambiente*. Universitaria. Santiago. p.369.
- EAGLESON, P. S. (1982): Ecological Optimality in Water-Limited Natural Soil-Vegetation Systems 1. Theory and Hypothesis. *Water Resources Research*, 18(2), p.325-340.
- ELLIES, A. y VYHMEISTER, E. (1981). Algunos aspectos hídricos del horizonte superficial de tres tipos de suelos del sur de Chile. *Agro Sur*. 9(2): 94 – 100.
- ELLIES, A., GREZ., R., RAMIREZ, C. (1997). La conductividad hidráulica en fase saturada como herramienta para el diagnóstico de la estructura del suelo. *Agro Sur*. 25(1): p.51 – 56.
- ELRICK, D. E. y W.D. REYNOLDS. (1992). Infiltration from constant-head well permeameters and infiltrometers. p. 1-24. In G.C. Topp et al. (ed.) *Advances in measurement of soil physical properties: Bringing theory into practice*. SSSA Spec. Publ. 30. SSSA, Madison, WL.

- ELRICK, D. E., W. D. REYNOLDS, y K.A. TAN. (1989). Hydraulic conductivity measurements in the unsaturated zone using improved well analyses. *Ground Water Monit. Rev.* 9:184—193.
- ENGMAN, E. T., (1990). Progress in Microwave Remote Sensing of Soil Moisture. *Canadian J. Rem. Sens.* 16(3): p.6-14.
- ENGMAN, E. T., (1991). Application of Microwave Remote Sensing of Soil Moisture for Water Resources and Agriculture. *Rem. Sens. Environ.*, 35: p.213-226.
- ENGMAN, E. T., (1992). Soil Moisture Needs in Earth Sciences. In: *Proc. International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, p.477-479.
- ENTEKHABI, D., NAKAIMIRA, H., NJOKI, E. G. (1993). Retrieval of Soil Moisture by Combined Remote Sensing and Modeling. In: CHOUDHURY, B. J.; KERR, Y. H.; NJOKI, E. G.; PAMPALONI, P. (Eds.). *ESA/NASA International Workshop on Passive Microwave Remote Sensing Research Related to Land-Atmosphere Interactions*. St. Lary, France. p.4S5-49S.
- ENTEKHABI, D., NAKAMURA, H., NJOKI, E. G. (1994). Solving the Inverse Problem for Soil Moisture and Temperature Profiles by Sequential Assimilation of Multifrequency Remotely Sensed Observations. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 32(2): p.438-448.
- ENTEKHABI, D., RODRIGUEZ ITURBE, I. (1994). Analytical framework for the characterization of the space-time variability of soil moisture. *Adv. Water Resour* 17: p.35-45.
- FAO (1981). "El eucalipto en la repoblación forestal". FAO-Montes, Roma.
- FAO (1998). *World Reference Base for Soil Resources*. World Soil Resources Reports N° 84. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.
- FARES, A. y ALVA, A. K. (2000). Evaluation of capacitance probes for optimal irrigation of citrus through soil moisture monitoring in an entisol profile. *Irrigation Science* 19: p.57-64.
- FARES, A.; BUSS, P.; DALTON, M.; EL-KADI, A.I.; PARSONS, L.R. (2004). Dual field calibration of capacitance and neutron soil water sensors in a shrinking-swelling clay soil. *Valdese Zone Journal*, v.4, p.1390-1399.

- FAULKNER, H. (1990): Vegetation Cover Density Variations and Infiltration Patterns on Piped Alkali Sodic Soils: Implications for the Modelling of Overland Flow in Semi-arid Áreas. En: *Vegetation and Erosión* (Ed: THORNES, J. B.), Wiley, Chichester, p.317-346.
- FERNÁNDEZ, G. F. (1996). *Manual de Climatología Aplicada*. Madrid. Síntesis. 285 p (Serie Mayor, 2)
- FERRÉ, P. A. y TOPP, G. C. (2002). Time domain reflectometry. En: Dana, J.H. & Topp, G. C. (Eds), *Methods of soil Analysis, Part 4-Physical Methods*, pp.434-446. American Society of Agronomy, Madison, WI, USA
- FONT TULLOT, I. (1983) *Atlas climático de España*. Ministerio de Transportes, Turismo y Comunicaciones. Instituto Nacional de Meteorología. Madrid. 103 mapas.
- FORD, E.; J. DEANS. (1978). The effects of canopy structure on stemflow, throughfall and interception loss in a young Sitka spruce plantation. *Journal of Applied Ecology* 15: 905-917.
- FOTH, H. D. (1978). *Fundamentals of Soil Science*, 6th Ed. Wiley: New York.
- FRANCIS, C., THORNES, J. B. (1990): Matorral: erosión and reclamation. En: *Degradación y regeneración del suelo en condiciones ambientales mediterráneas* (Eds: ALBALADEJO, J., STOCKING, M. A., DÍAZ, E.), Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Murcia, p.87-116.
- FRANGÍS, C. F. y THORNES, J. B. (1992): Runoff hydrographs from three mediterranean vegetation cover types. En: *Vegetation and erosion, processes and environments* (Ed: THORNES, J. B.), Wiley, Chichester, p. 363-384.
- GALLART, F., LATRON, J., LLORENS, P., RABADA, D. (1997): Hydrological functioning of Mediterranean mountain basins in Vallcebre, Catalonia: some challenges for hydrological modelling. *Hydrological processes*, 11, p. 1263-1272 .
- GALLART, F., LLORENS, P., LATRON, J., REGÜÉS, D., SALVANY, C. (1998): Las cuencas experimentales de Vallcebre (I): funcionamiento hidrológico. In: *Investigaciones recientes de la Geomorfología española* (Eds: GÓMEZ, A. ; FRANCH, S. F.) , Universitat de Barcelona, Servei de Gestió i Evolució del Paisatge, Barcelona, p.187-192.

- GAVANDE, K. H. (1972). Física de suelos. Principio y aplicaciones. Ed. Limusa. Wiley, México, 351 p.
- GIACOMELLI, A., BACCHIEGA, U., TROCH, P. A., MANCINI, M., (1995). Evaluation of Surface Soil Moisture Distribution by Means of SAP. Remote Sensing Techniques and Conceptual Hydrological Modelling. J. Hydro., 166: p.445-459.
- GREENWAY, D. R. (1987): Vegetation and Slope Stability. En: Slope stability: geotechnical engineering and geomorphology (Eds: ANDERSON, M. G.; RICHARDS, K. S.), Wiley, Chichester, 187-230.
- GREGORY, P. J. (1989): Crecimiento y funcionamiento de las raíces. En: Condiciones del suelo y desarrollo de las plantas según Russell (Ed: WILD, A.), Mundi-Prensa, Madrid, p.121-176.
- GRIMM, U. y FASSBENDER, H. (1981). Ciclos biogeoquímicos en un ecosistema forestal de los Andes Occidentales de Venezuela III: Ciclo Hidrológico y traslocación de elementos químicos con el agua. Turrialba 31(2): 89-99.
- GRIMSHAW, H. M., (1989). Analysis of soils. In S. E. Allen (ed.), Chemical analysis of ecological materials, 2nd ed. Blackwell Scientific Publications. Chapter 2.
- GROVES, S. J. y ROSE, S. C., (2004). Calibration equations for Diviner 2000 capacitance measurements of volumetric soil water content of six soils. Soil Use and Management 20. 96-97.
- GUARDIOLA BARCENA, J. L.; GARCÍA LUIS, A. (1990): Fisiología vegetal I. Nutrición y transporte. Síntesis, Madrid, p. 440.
- GUITIÁN, F., CARBALLAS, T.(1976). Técnicas de análisis de suelos. Ed. Pico Sacro. Santiago de Compostela.
- HARTGE, K. H. (1971). Die physikalische Untersuchung von Böden. Eine Labor und Praktikumsanweisung. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart. p.168.
- HARTGE, K. H. (1978). Einführung in die Bodenphysik. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart. p.364.

- HAVERKAMP, R., M. VAUCLIN, J. TOUMA, P.J. WIERENGA, y G. VACHAUD. (1977). A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41: 285-294.
- HIDALGO, J. PASTOR, M y HIDALGO J.C. (2003). Evaluación de mía sonda FDR para la estimación de la evolución del contenido de agua en el suelo y para el control de riegos en olivar. In: *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo Vol. VI.* (eds J Alvarez-Benedí & P Marinero). Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León. Valladolid Spain. pp 171-176.
- HILLEL, D. (1982). *Introductions to Soil Physics.* Academic Press. EEUU. 364 p.
- HILLEL, D. (1998). *Environmental Soil Physics.* San Diego. Academic Press, p.771.
- HUBER, A. y OYARZÚN, C. (1983). Precipitación neta e intercepción en un bosque adulto de *Pinus radiata*. *Bosque* 5(2): p.13-19.
- HUBER, A. y OYARZÚN, C. (1984). Factores reguladores de la intercepción en un bosque adulto de *Pinus radiata*. *Bosque* 5(2): p.59-64.
- HUBER, A. y OYARZÚN, C. (1990). Variaciones anuales en precipitación, escurrimiento e intercepción en un bosque adulto de *Pinus radiata* D. Don. *Turrialba* 42(2): p.192-199.
- HUBER, A. y TRECAMAN, R. (2000a). Efecto de una plantación de *Pinus radiata* en la distribución espacial del contenido de agua del suelo. *Bosque* 21(1): p.37-44.
- HUBER, A. y TRECAMAN, R. (2000b). Efecto de la forestación de suelos rojos arcillosos sobre el recurso hídrico en la zona de Collipulli. IX región. Chile. *Terra Australis* 45: p.49-60
- HUBER, A., OYARZÚN, C., ELLIES, A. (1985). Balance hídrico en tres plantaciones de *Pinus radiata* y una pradera, humedad del suelo y evapotranspiración. *Bosque* 6(2): p.74-82.
- INGARAMO, O. E. (2003). *Indicadores Físicos de la degradación del suelo.* Tesis doctoral, Facultad de ciencias. Departamento de Ciencias de Ciencias de la Navegación y de la Tierra. Área de Edafología. Universidad de La Coruña.
- IROUMÉ, A. y HUBER, A. (2001). Variability of annual rainfall partitioning for different sites and Forestcovers in Chile. *Journal of Hydrology* (248): p.78-92.

- IVERSEN, B., MOLDRUP, P., SCHJONNING, P. y LOLL, P. (2001). Air and water permeability in differently textured soil at two measurement scales. *Soil Science*. Vol. 166, N° 10. p.643 – 659.
- IWATA S., TABUCHI T. y WARKETIN B.P., (1988). *Soil-Water Interactions. Mechanisms and Applications*. M. Dekker, New York-Basel.
- JACKSON, T. J., (1982). Survey of Applications of Passive Microwave Remote Sensing for Soil Moisture in the USSR. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*. 63(19): p.497-499.
- JACKSON, T. J., (1993). Measuring Surface Soil Moisture Using Passive Microwave Remote Sensing. *Hydrol. Processes*. 7: p.139-152.
- JACKSON, T. J., HAWLEY, M. E., O'NEILL, P. E. (1987). Preplanting Soil Moisture Using Passive Microwave Sensors. *Water Resources Bulletin*. 23(1): p.11-19.
- JACKSON, T. J., SCHMUGGE, T. J., ENGMAN, E. T. (1994). Remote Sensing Applications to Hydrology: Soil Moisture. *Hydrological Sciences Journal*. 41(4): p.517-530.
- JACKSON, T. J., SCHMUGGE, T. J., NICKS, A. D., COLEMAN, G. A., ENGMAN, E. T. (1981). Soil Moisture Updating and Microwave Remote Sensing for Hydrological Simulation. *Hydrological Sciences Bulletin*. 26(3): p.305-319.
- JOHNS, G. G.; TONGWAY, D. J.; PICKUP, G. (1984): Land and water processes. En: *Management of Australia's rangelands* (Eds: HARRINGTON, G. N. ; WILSON, A. D.; YOUNG, M. D.), Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Canberra, p.25-40.
- JONG VAN LIER, Q. (2000). índices da Disponibilidade de Agua para as Plantas In: NOVÁIS, M. V., (eds.) *Tópicos em Ciencia do Solo*. Sociedade Brasileira de Ciencia do Solo. Viosa, MG, Vol. 1,.
- JURY, W. A., GARDNER, W. R., GARDNER, W. H. (1991). *Soil physics*. 5.ed. New York. John WileySons, p.328.
- KEITH, L. H.,(1991) *Environmetal sampling and analysis. A. practical Gide*. Lewis Publishers. USA.

- KELLIHER, F. M.; WHITEHEAD, D. ; POLLOCK, D. S. (1992): Rainfall interception by trees and slash in a young *Pinus radiata* D. Don stand. *Journal of hydrology*, 131, p.187-204.
- KOHNKE, H. (1968). *Soil Physics*. Mc Graw-Hill Book Company. San Francisco 224 p.
- KOOREVAAR, P., MENELIK, G., y DIRKSEN, C., (1983). *Elements of soil Physics*. Departament of Soil Science and Plant Nutrition, Wageningen, The Netherlands. p.228.
- LAMBIN, E. F. (1997): Modelling and monitoring land-cover change processes in tropical regions. *Progress in Physical Geography*, 21(3), p.375-393.
- LEE, R. (1980). *Forest Hidrology*. New York, Columbia University Press. 349 p.
- LIEBSCHKE, H. (1982). The hydrological cycle and the influence exerted upon it by man. *Applied Geography and Development* 26: 33-35.
- LLORENS, P.; GALLART, F. (1992): Small basin response in a Mediterranean raountainous abandoned farming área: research design and preliminary results. *Catena*, 19, p.309-320.
- LÓPEZ, F. y BLANCO, M. (1976). *Hidrología Forestal*. Madrid, E.T.S. de Ingenieros de Montes, Madrid, vi y v2. p.134.
- MACÍAS-VÁZQUEZ , F. AND CALVO DE ANTA , R. (2001). *Atlas de Galicia: Los suelos* . Xunta de Galicia, Consellería de Presidencia , Santiago, Spain
- MAPA (Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación)., (1985). *Métodos oficiales de análisis*. Tomo III. Métodos oficiales de análisis de suelos y aguas para riego. Madrid, p. 2005-285.
- MARTÍNEZ A. y NAVARRO, J. (1996). *Hidrología Forestal; El ciclo hidrológico*. Valladolid Secretariado de Publicaciones, Universidad de Valladolid. p.286.
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, J. y LÓPEZ BERMÚDEZ, F. (1996). *Métodos para el estudio de las propiedades hídricas de suelos y formaciones superficiales*. Cuadernos Técnicos de la S.E.G., nº 9. Geoforma Ediciones. Logroño: p. 30.
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, J.; LÓPEZ BERMÚDEZ, F. 1996: *Métodos para el estudio de las propiedades hídricas de suelos y formaciones superficiales*. Cuadernos Técnicos de la S.E.G., nº 9. Geoforma Ediciones. Logroño: p.30.

- MARTÍNEZ MENA, M., ALBALADEJO, J., CASTILLO, V. M. (1998): Factors influencing surface runoff generation in a Mediterranean semi-arid environment: Chicamo watershed, SE Spain. *Hydrological Processes*, 12, p.741-754.
- MENZEL, T. (1993). Redistribución de las precipitaciones en bosque Siempreverde, en la Provincia de Valdivia, X Región. Tesis Ing. For. Valdivia, Universidad Austral de Chile, Fac. de Cs. Forestales. p.87.
- MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE (1996): Guía para la elaboración de estudios del medio físico. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 809.
- MONTOYA, J. M. (1995). "El Eucalipto".Ed. Mundi-Presa, Bilbao
- MORGAN, K.T., PARSONS, L.R., WHEATON, T.A., PITTS, D.J. y OBREZA, T. A. (1999) Field calibration of a capacitance water content probe in fine sand soils. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, v.63, p.987-989.
- MUALEM, y. (1976) A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12: 513-522.
- MUÑOZ-CARPENA. R., CM. REGALADO, A. RITTER, J. ALVAREZ-BENEDÍ y A.R. SOCORRO. 2005. TDR estimation of satine solutes concentraron in a volcanic soil. *Gcoderma* 124(3-4): p.399-413.
- MURAOKA, T. y TZI, E. (2000). Mejoramiento del uso del agua en la agricultura: El papel de las técnicas nucleares. Centro de Energía Nuclear na Agricultura – Universidad de Sao Paulo. Piracicaba, Sao Paulo – Brasil. p. 195.
- NAHAL, I., (1981). The Mediterranean Climate from a Biological Viewpoint. In: *Mediterranean-Type Shrublands*, Di Castri, F., D.W. Goodall and R.L. Specht (Eds.). Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- NÁVAR, J.; RORKE, B. (1990): Interception loss and rainfall redistribution by three semi-arid growing shrubs in Northeastern México. *Journal of hydrology*, 115, 51-53.
- NETTO. A. O. A., NACIF, P. G. S., REZENDE, J. O. (1999). Avaliacáo do conceito de capacidade de campo para um latossolo amarelo coeso do Estado da Babia. R. Bras. Ci. Solo, Vicoso, v.23, p. 661-667.

- NEWTON, R. W., HEILMAN, J. L., Van BAVEL C. H. (1983). Integrating Passive Microwave. Measurements with a Soil Moisture/Heat Flow Model. *Agricultural Water Management*. 7: 379-389.
- NORIEGA, J. I. (1987). "La crisis económica propició la introducción del eucalipto en Cantabria" en *Quercus* nº 24
- OYARZÚN, C., HUBER, A., VÁQUEZ, S. (1985). Balance hídrico en tres plantaciones de *Pinus radiata* D. Don. Redistribución de las precipitaciones. *Bosque* 6(1): p.3-14.
- OYARZUN, C; A., HUBER. (1999). Balance hidrico en plantaciones juvenes *Eucalyptus globulus* y *Pinus radiata* en el sur de Chile. *Bosque* 6(1): 3-14.
- PACHEPSKY, Y., RAWLS, W., TIMLIN, D. (2000). A one-parameter relationship between unsaturated hydraulic conductivity and water retention. *Soil Science*. Vol. 165. No 12. p.911 – 920.
- PALTINEANU, I.C. y STARR, J.L. (1997). Real-time soil water dynamics using multisensor capacitance probes: Laboratory calibration. *Soil Science Society of America Journal*, 61: p.1576-1585.
- PAZ, A. y GUERIF, J. (1993). Propiedades físicas y mecánicas a escala textural de los suelos con cantidades limitadas de materiales hinchables. *Invest. Agr: Prod. Prot. Veg.* Vol. 8 (3): p. 387 - 410.
- PINTOS MOUÑOS, M<sup>a</sup> E. (1979). "Estudio comparativo de los suelos bajo eucaliptales y otros tipos de vegetación en la zona costera de la rprovincia de Santander".
- PIÑEIRO J. y PÉREZ M. (1992). Mezclas pratenses de la España Húmeda. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Hoja divulgadora Núm. 8/92 HD. pp. 1-48.
- PIÑEIRO, J. (1993). Praderas sembradas en Galicia. Especies y variedades Agricultura: *Revista agropecuaria*, ISSN 0002-1334, N°727, 1993 , p. 131-134
- PIÑEIRO, J. (1986). Mezclas pratenses para la España Húmeda. Hoja Divulgadora Núm. 8/92. pp. 47, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación.
- PORTA, J., LÓPEZ-ACEVEDO, M., ROQUERO, C., (1999). *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. Ediciones Mundi-Prensa. 2 Edición.

- PRITCHETT, W. (1990). Suelos Forestales; Propiedades, conservación y mejoramiento. México, Limusa. p.350.
- RAHARDJO, H. y LEONG, E. C. (2003) "Laboratory tests for characterization of unsaturated soils'In Proc. 2' Asian Conference on Unsaturated Soils: 1 -20, Osaka, Japan.
- REICHARDT, K. (1988). Capacidade de campo. R. Bras. Ci. Solo, Campinas,v.12: p.211-216.
- REID, N., STAFFORD SMITH, DM, BEYER-MÜNDEL, P. y MARROQUÍN, J. (1990). Floristic and structural variation in the Tamaulipan thornscrub, northeastern Mexico. J. Veg. Sci. 1: p. 529-538.
- REYNOLDS, W, D. y ELRICK, D. E. (1986). A method for simultaneous in situ measurement in the vadose zone of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the conductivity pressure-head relationship. Ground Water Monit. Rev., 6: 84-95.
- REYNOLDS, W, D. y ELRICK, D. E., (1985). Measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the conductivity-pressure head relationship using the "Guelph permeameter". Proc. National Water Well Association Conference on Characterization and Monitoring of the Vadose (Unsaturated) Zone, Denver, CO.
- REYNOLDS, W. D., ELRICK, D.E. y TOPP G. C. (1983). A reexamination of the constant head well permeameter method for measuring saturated hydraulic conductivity above the water table. Soil Sci. 136:250-268.
- RICHARDS, L. A., (1947). Pressure membrane apparatus: construction and use. Agric. Eng. 28. 451-454.
- RODRÍGUEZ SUÁREZ, J. A. (2010) Efecto de una plantación de *Eucalyptus globulus* sobre la disponibilidad hídrica a escala de cuenca. Tesis doctoral, Departamento de biología vegetal y ciencias del suelo, Universidad de Vigo,
- ROMERO DÍAZ, A.; ALONSO SARRIA, F.; FERNÁNDEZ GAMBÍN, I.; LÓPEZ BERMÚDEZ, F.; PÉREZ GARCÍA, J. A. (1998): Evolución de los usos del suelo y factores topográficos en la cuenca de Rambla Salada (Cuenca del Segura, Sureste de España) . V Reunión Nacional de Geomorfología, p.751-755.

- RUIZ DE LA TORRE, J. (1979). "Árboles y arbustos de la España peninsular"
- RUIZ FLAÑO, P. (1993): Procesos de erosión en campos abandonados del Pirineo. El ejemplo del valle de Aísa. Geofoma Ediciones, Logroño, p.191.
- RUIZ FLAÑO, P.; GARCÍA RUIZ, J. M. ; ORTIGOSA, L. (1992): Geomorphological Evolution of Abandoned Fields, A Case Study in the Central Pyrenees. *Catena*, 19, p.301-308.
- SAHA, S. K. (1995). Assesment of Regional Soil Moisture Conditions by Coupling Satellite Sensor. Data with a Soil-Plant System Heat and Moisture Balance Model. *Int. J. Rem. Sens.*. 16(5): p.973-980.
- SCHMUGGE, T. J., JACKSON, T. J., MCKIM, H. L. (1980). Survey of Methods for Soil Moisture Detemiination. *Water Resour. Res.*, 16(6): p. 961-979.
- SENTEK (2001). Calibration of Sentek Pty Ltd Soil Moisture Sensores. Sentek Pty Ltd. Stepney, Australia.
- SENTEK. (1999). Diviner 2000. Guia del usuario. Versión 1.0
- SHAW, E. M.(1994): *Hydrology in Practice*. Chaptan Hall, London, p. 569.
- SILLERS, W. S., FREDLUND, D. G., ZAKERZADEH, N. (2001). "Mathematical Attributes of Some Soil-Water Characíeristic Curve Models" *Unsaturated Soil Concepts and their Application in Geotechnical Practice*, Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.
- SILVA, A. J. N. y RIBEIRO, M. R. (1997). Caracterizado de um Latossolo Amarelo sob cultivo continuo de cana-de-acúcar no Estado de Alagoas: atributos morfológicos e físicos. *R. Bras. Ci. Solo, Visosa*, v.2L p. 677-684.
- SOILMOISTURE EQUIP. CORP. (1984). Jet FUI Tensiometer. Panfleto comercial. Santa Bárbara: SoilMoisture Equip. Corp.
- SOILMOISTURE EQUIP. CORP. (1984). Jet FUI Tensiometer. Panfleto comercial. Santa Bárbara: SoilMoisture Equip. Corp.
- STARR, J. L. y PALTINEANU, I.C. (2002). Capacitance Devices. En: Dane, J.H. y G.C. Topp, G.C. (Eds.) *Methods of Soil Analysis. Part 4- Physical Methods*. pp. 463-474. American Agronomy Society, Madison, WI, USA.

- STEPHENS, D .B.. S. TYLER y D. WATSON. (1984). Influence of entrapped air on field determination of hydraulic properties in the vadose zone. In Proceedings of Conference on Characterization and Monitoring in the Vadose Zone, 57-76. Worthington. OH: National Water Well Association.
- SU, Z., TROCH, P. A., DE TROCH, F. P., NOCHTERGALE, L., COSYN, B. (1995). Preliminary Results of Soil Moisture Retrieval From ESAR (EMAC 94) and ERS-1/SAR. Part II: Soil Moisture Retrieval. In: TROCH, F. P., TROCH. P. A., SU, Z., COSYN, B. (Eds.). Proceedings of the second workshop on hydrological and microwave scattering modelling for spatial and temporal soil moisture mapping from ERS-1 and JERS-1 SAR data and macroscale hydrologic modeling (EV5V-CT94-0446). Institute
- SUTCLIFFE, J. (1984). Las plantas y el agua. Omega, Barcelona, p. 91.
- TAYLOR, S.A. (1972). Physical Edaphology. The Physics of Irrigation and Non irrigated Soil. W.H. Freeman & Co. San Francisco. U.S.A. p.349.
- TEKLEHAIMANOT, Z. ; JARVIS, P. G. ; LEDGER, D. C. (1991): Rainfall interception and boundary layer conductance in relation to tree spacing. Journal of hydrology, 123, p. 2 61-278.
- THORNES, J. B. (1994): Catchment and channel hydrology. En: Geomorphology of desert environments (Eds: ABRAHAMAS, A. D.; PARSONS, A. J.), Chapman and Hall, London, 257-287.
- TOPP, G. C., DAVIS, J.L., BAILCY, W.G., ZEBCHUCK, Z. (1984). The measurement of soil water content using a portable TDR hand probe. Can. J. Soil Sci. 64: 313-321.
- TOPP, G.C.; DAVIS, J.L. Y ANNAN, A.P. (1980). Electromagnetic determination of soil water content: Measurement in coaxial transmission lines. Water Resour. Res., 16, 579-582.
- TORMENA, C. A., SILVA, A. P., LIBARDI, P. L. (1998). Caracterização do intervalo hídrico ótimo de um Latossolo Roxo sob plantio direto. R. Bras. Ci. Solo, Viosa, v.22, p.573-581.
- TROMBLE, J. M. (1988). Water interception by two arid land shrubs. Journal of Arid Environments, 15, p.65-70.

- TROUT J. T., GARCIA-CASTILLAS, I. G. HART, W. E (1982) Soil Water Engineering. Field and laboratory manual No. 1. Dpto. Agric. Chem. Eng. Colorado State Univ. USA. p. 193.
- TSCHAPEK, M. (1969). El agua en el suelo. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid. p.479.
- USDA (2002) Windbreak: And Agroforestry Practice. Agroforestry Center of Note -25.
- USDA (US Dept of Agriculture) (1996). Soil Survey Laboratory Methods Manual. Soil Survey Investigations Report N° 46, Versión 3.0. Whashington, DC: Soil Conservation Service.
- VAN GENUCHTEN, M. Th. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil. Sci. Soc. Am. J. 44: p.892-898
- VEIHMEYER, F. J. y HENDRICKSON, A. H. (1949). Methods of measuring field capacity and pennanent wilting percentage of soils. Soil ScL Baltimore, v.68, p.75-94.
- VILES, H. A. (1990): The Agency of Organic Beings: A Selective Review of Recent Work in Biogeomorphology. En: Vegetation and erosión: processes and environments (Ed: THORNES, J. B.), Wiley, Chichester, p. 5-24.
- WALLACH, R., DA SILVA, F., CHEN, Y. (1992). Unsaturated hydraulic characteristics of composted agricultural wastes, tuff, and their mixtures. Soil Science. Vol. 153. No 6. p.434 – 441.
- WARD, R. C; ROBINSON, M, (1990): Principies of Hydrology. 3rd ed. McGraw-Hill, London, p.365.
- WESTERN, A. W., GREEN, T. R., GRAYSON, R. B., (1997). Hydrological Modelling of the Tarrawarra Catchment; Use of Soil Moisture Patterns. In: McDonald. A. D.. and McAleer. M. (Eds.). Proc. MODSEVI 97 hitemational Congress on Modelling and Simulation. Hobait Australia. p.409-416.
- WHEELER, S. J., SHARMA, R. S., BUISSON, M. S. (2003). "Coupling of Hydraulic Hysteresis and Stress-Strain Behaviour in Unsaturated Soils" Géotechnique, 40(1): p.41-54.
- WILLIAM, A., GARDNER, W. J., GARDNER, W. H. (1991). Soil Physics. John Wiley and Sons. 5ta ed. New York. p.250.

- WILLMOTT, C. J., (1982). Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin American Meteorological Society*, 63(11): p.1309-1313.
- WILSON, R. G., (1971). *Methods of Measuring Soil Moisture*. Technical Manual Series. The Secretariat. Canadian National Commission for the International Hydrological Decade. Ottawa. Canada. 20pp.
- WOOD, E. F., LIN, D. S., MANCINI, M., THONGS, D. J., TROCH. P. A., JACKSON, T. J., FAMIGLIETTI, J. S., ENGMAN, E. T. (1993). Intercomparisons Between Passive and Active Microwave Remote Sensing and Hydrological Modeling for Soil Moisture. *Advances in Space Research*. 13(5): p.167-176.
- XIAO, Q., McPHERSON, E., USTIN, S., GRISMER M., SIMPSON, J. (2000). Winter rainfall interception by two mature open-grown trees in Davis, California. *Hydrological Processes* 14: p.763-784.
- ZEGELIN, S., (1996). Soil Moisture Measurement. In: *Field Measurement Techniques in Hydrology Workshop Notes*. Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology. Corpus Christi College. Clayton. C1-C22.
- ZINKE, P. (1967). Forest Interception studies in the Unites States. In: Scooper, W.; H. Lull. *Forest Hydrology*. Belfast. p. 137-161.
- ZUÑIGA, C (2004) Manejo del riego mediante un monitoreo hídrico en tiempo real determinado con la técnica frequency domain reflectometry. Memoria de Titulo Ingeniero Agrónomo. Facultad de Ciencias Agronómicas. Universidad de Chile.

## ANEXOS



**Anexo A.** Valores mensuales de la información climatológica de El Abelar, datos obtenidos en el mismo lugar de trabajo (Precip: Precipitación, Rad: Radiación solar: T max aire: temperatura máxima del aire, T min aire: temperatura mínima del aire, T med aire: temperatura media del aire, HR: Humedad relativa, V. Viento: velocidad del viento)

fecha	Precip. (mm)	Rad (Wm2)	T max aire (°C)	T min aire (°C)	T med aire (°C)	HR (%)	V. Viento (m/seg)
ago-2007	41,60	18,70	20,74	11,12	15,21	80,69	0,33
sep-2007	32,21	17,44	21,50	9,22	14,31	75,14	0,29
oct-2007	10,45	10,66	18,20	7,90	11,82	83,00	0,19
nov-2007	67,45	7,20	13,82	3,83	7,80	77,63	0,26
dic-2007	94,24	4,17	12,86	3,47	5,88	84,53	0,20
ene-2008	248,14	4,59	11,12	3,98	7,09	87,91	0,30
feb-2008	73,53	7,83	14,49	4,91	8,68	76,74	0,27
mar-2008	97,81	11,21	11,36	3,49	7,10	82,65	0,34
abr-2008	253,65	14,11	14,68	4,89	8,91	79,89	0,33
may-2008	204,25	13,06	15,47	7,34	10,78	85,43	0,29
jun-2008	41,61	22,48	19,53	9,54	14,02	80,78	0,32
jul-2008	63,84	20,58	18,74	9,40	13,39	79,89	0,34
ago-2008	82,84	17,26	15,44	6,41	10,06	82,47	0,21
sep-2008	66,69	13,72	15,71	7,07	10,45	81,31	0,19
oct-2008	154,85	9,55	13,52	5,20	8,54	84,78	0,11
nov-2008	226,48	4,75	8,74	2,65	5,20	89,31	0,15
dic-2008	238,66	4,46	10,08	1,82	4,87	83,55	0,20
ene-2009	302,80	4,41	6,98	0,90	3,70	89,69	0,28
feb-2009	124,88	9,60	11,01	0,16	4,25	81,96	0,23
mar-2009	110,20	14,39	14,58	1,75	6,71	73,17	0,27
abr-2009	113,43	15,43	12,71	1,34	6,08	82,47	0,21
may-2009	111,15	20,44	17,89	5,40	10,63	77,17	0,14
jun-2009	140,98	20,67	19,57	8,49	12,96	79,87	0,20
jul-2009	137,56	19,82	19,14	8,29	12,73	82,51	0,16
ago-2009	43,51	18,05	21,45	9,32	14,06	80,88	0,20
sep-2009	28,12	15,23	22,82	7,81	13,70	79,72	0,15
oct-2009	204,82	8,50	19,29	8,85	12,58	83,42	0,19
nov-2009	328,89	4,46	12,73	7,45	9,29	86,33	0,23
dic-2009	227,04	4,13	8,94	2,68	4,85	89,38	0,20
ene-2010	219,45	4,37	8,33	2,36	4,60	90,57	0,20
feb-2010	202,18	6,45	8,83	2,28	4,11	81,30	0,23
mar-2010	110,99	12,27	12,19	2,77	6,24	76,10	0,23
abr-2010	86,83	16,93	19,12	6,21	11,28	76,88	0,18
may-2010	133,95	20,37	18,85	7,77	12,44	79,19	0,14
jun-2010	164,54	19,95	21,56	10,78	15,31	81,47	0,04
jul-2010	20,14	24,44	25,98	13,15	17,90	80,59	0,05
ago-2010	14,44	20,01	25,08	12,98	16,70	80,34	0,12
sep-2010	37,62	14,58	23,21	9,86	14,97	81,48	0,02
oct-2010	300,96	8,57	17,55	6,32	10,40	84,41	0,13
nov-2010	296,02	4,70	10,58	5,23	6,76	90,83	0,14
dic-2010	218,50	3,85	8,94	2,70	4,62	83,83	0,21

**Anexo B.** Valores mensuales de la información climatológica de El Abelar, datos obtenidos en el mismo lugar de trabajo (Precip: Precipitación, Rad: Radiación solar: T max aire: temperatura máxima del aire, T min aire: temperatura mínima del aire, T med aire: temperatura media del aire, HR: Humedad relativa, V. Viento: velocidad del viento)

fecha	Lluvia (mm)	Rad (Wm2)	T max aire (°C)	T min aire (°C)	T med aire (°C)	HR (%)	V. Viento (m/seg)
ene-2007	57,80	25,1	17,10	-1,80	9,40	93,00	1,80
feb-2007	201,80	42,7	17,10	-1,20	10,50	92,00	3,00
mar-2007	90,80	81,5	23,40	-0,20	10,40	88,00	2,30
abr-2007	44,20	144,3	26,90	0,60	12,50	89,00	1,20
may-2007	57,80	132,5	26,20	4,10	14,10	92,00	2,10
jun-2007	50,80	180,5	25,80	5,90	16,10	80,00	2,60
jul-2007	42,40	187,5	33,00	7,30	17,60	80,00	2,10
ago-2007	31,80	189,3	34,50	6,90	18,10	78,00	2,00
sep-2007	28,40	165	33,10	2,60	16,30	75,00	1,70
oct-2007	16,00	108,7	25,40	2,30	13,80	83,00	1,10
nov-2007	45,20	77,8	22,50	-3,70	8,90	82,00	1,20
dic-2007	63,20	53,3	17,90	-4,90	8,00	85,00	1,30
ene-2008	178,60	51,3	19,50	-2,20	9,90	86,00	2,60
feb-2008	57,20	88,3	22,20	-0,90	10,90	79,00	1,60
mar-2008	117,20	107,3	19,60	-3,10	10,00	81,00	2,70
abr-2008	183,20	153,6	28,10	0,60	11,80	79,00	2,30
may-2008	172,80	141,9	25,10	3,70	13,90	85,00	1,90
jun-2008	24,80	222,8	26,50	5,60	16,90	79,00	1,90
jul-2008	39,80	206,2	33,20	7,90	18,10	76,00	2,40
ago-2008	92,80	172,7	31,50	7,40	18,20	79,00	1,80
sep-2008	64,00	151,9	29,50	4,60	15,90	80,00	1,70
oct-2008	98,60	98,3	28,00	0,80	13,10	84,00	1,40
nov-2008	195,20	54,7	18,20	-1,90	9,30	89,00	1,60
dic-2008	151,40	47,9	22,00	-3,10	8,20	84,00	1,80
ene-2009	179,20	45,3	16,70	-4,50	8,30	83,00	2,90
feb-2009	77,20	95,2	22,80	-1,70	7,70	81,00	1,70
mar-2009	69,80	149,5	26,80	-1,80	9,90	76,00	1,60
abr-2009	100,60	152,7	25,20	-1,40	10,30	80,00	1,90
may-2009	89,60	190	31,00	0,90	14,00	77,00	1,70
jun-2009	81,20	183,1	31,20	7,40	17,30	78,00	2,10
jul-2009	103,50	185,1	25,80	8,30	17,30	79,00	1,70
ago-2009	26,20	173,3	31,30	8,80	18,50	79,00	1,40
sep-2009	27,40	159,4	30,40	6,30	17,00	77,00	1,40
oct-2009	127,40	93,2	27,50	1,10	16,40	80,00	1,70
nov-2009	276,20	47,5	20,20	3,20	12,50	83,00	2,90
dic-2009	214,80	42,1	18,60	-4,90	8,30	84,00	2,30

(Continúa ...)

(....Continuación)

ene-2010	184,00	44,6	17,10	-3,60	7,90	85,00	2,10
feb-2010	159,60	75,7	16,50	-4,10	7,70	78,00	2,90
mar-2010	84,00	121,4	21,40	-3,60	9,60	73,00	3,00
abr-2010	44,60	168,6	27,40	0,00	12,70	75,00	2,00
may-2010	84,50	186,3	31,50	0,90	14,10	76,00	1,90
jun-2010	117,00	188,9	29,70	6,00	16,80	79,00	1,80
jul-2010	38,10	229,2	33,20	8,40	18,90	77,00	1,90
ago-2010	12,20	198,7	32,50	8,70	19,30	75,00	2,00
sep-2010	39,20	26,1	33,40	3,10	16,80	78,00	
oct-2010	251,50	20,8	22,90	0,40	13,60	81,00	
nov-2010	247,00	25,6	21,80	-2,20	10,10	86,00	
dic-2010	123,30	15,2	19,60	-2,60	8,10	80,00	

Anexo D. Datos de Evapotranspiración potencial diario, según la ecuación FAO 56 (Penman-Monteith) para El Abelar, año 2008

Día	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	agt	set	oct	nov	dic
1	0,37	0,49	1,13	2,04	1,52	2,36	2,20	3,17	2,13	1,26	0,52	0,23
2	0,39	0,56	1,19	2,30	2,73	1,99	2,99	3,12	1,87	1,25	0,62	0,22
3	0,35	0,56	1,01	2,51	3,24	2,59	3,53	3,60	0,95	1,29	0,51	0,32
4	0,37	0,55	1,33	2,63	2,13	1,93	1,97	2,93	1,39	1,37	0,54	0,41
5	0,46	0,62	1,07	2,63	2,73	2,10	2,99	3,31	1,35	0,93	0,67	0,37
6	0,47	0,82	1,32	2,28	3,29	3,96	2,54	2,24	1,75	0,90	0,48	0,50
7	0,34	0,79	1,28	1,35	2,52	4,00	2,91	2,02	2,66	1,30	0,52	0,41
8	0,38	0,79	0,75	0,77	1,31	3,05	3,86	2,63	2,06	1,04	0,50	0,45
9	0,38	0,82	1,16	0,60	1,94	3,81	4,09	3,00	1,22	1,17	0,51	0,37
10	0,43	0,91	1,00	0,82	0,87	4,68	1,08	1,32	2,13	1,19	0,53	0,35
11	0,38	0,86	0,95	1,67	1,20	4,56	2,84	1,02	1,68	1,04	0,50	0,37
12	0,39	0,92	1,63	1,70	1,70	4,84	2,96	1,77	1,54	1,25	0,47	0,33
13	0,48	0,94	1,74	1,61	1,88	4,48	2,86	1,84	1,82	0,92	0,46	0,28
14	0,39	0,85	1,48	2,47	1,53	3,30	3,94	1,58	1,84	0,98	0,42	0,26
15	0,48	0,87	1,29	2,29	2,15	1,32	4,14	1,76	2,11	1,15	0,42	0,26
16	0,47	0,93	1,49	2,19	1,50	1,60	4,20	1,58	1,89	0,67	0,43	0,24
17	0,48	0,86	1,03	1,57	2,63	3,88	2,71	2,28	1,45	0,91	0,40	0,31
18	0,49	0,88	1,51	1,46	1,35	3,59	4,30	1,49	1,74	0,92	0,42	0,28
19	0,43	0,85	1,42	1,17	3,39	3,25	3,86	1,73	1,90	1,22	0,42	0,21
20	0,45	0,81	1,76	0,98	3,27	3,73	2,70	3,17	1,76	1,18	0,40	0,19
21	0,46	1,12	1,07	1,41	1,85	4,01	3,72	1,53	1,20	0,53	0,43	0,17
22	0,46	1,18	1,18	0,91	2,20	3,16	5,42	2,46	1,60	0,86	0,44	0,13
23	0,48	0,94	1,31	2,56	1,20	3,66	3,33	2,66	1,66	0,91	0,41	0,13
24	0,52	0,85	1,21	3,18	2,19	2,95	2,00	2,14	1,78	0,89	0,39	0,15
25	0,60	1,15	1,18	3,61	1,72	4,18	2,16	2,69	1,81	0,90	0,30	0,16
26	0,51	0,63	0,95	3,06	1,17	2,70	2,98	2,91	1,72	0,92	0,30	0,21
27	0,51	0,69	0,81	2,22	1,72	4,69	2,82	2,92	1,69	0,59	0,22	0,40
28	0,51	1,09	1,77	2,44	1,57	4,76	2,63	3,24	1,72	0,74	0,36	0,31
29	0,53	0,93	2,10	1,32	1,73	4,49	3,11	3,04	1,62	0,64	0,33	0,41
30	0,47		1,55	2,03	2,07	4,57	3,25	2,37	1,48	0,62	0,27	0,39
31	0,48		1,42		2,37		3,01	1,35		0,54		0,50

**Anexo E.** Datos de Evapotranspiración potencial diario, según la ecuación FAO 56 (Penman-Monteith) para El Abelar, año 2009

Dia	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	agt	set	oct	nov	dic
1	0,39	0,57	0,69	1,97	3,06	4,57	3,58	1,82	2,15	1,68	0,58	0,42
2	0,36	0,41	1,03	1,90	3,44	4,53	3,65	2,44	1,98	1,65	0,72	0,42
3	0,35	<b>0,33</b>	0,92	1,80	3,48	2,88	1,61	3,17	2,35	1,32	0,68	0,35
4	0,26	<b>0,28</b>	0,84	2,18	3,46	2,48	3,76	2,71	2,46	0,87	0,64	0,44
5	0,36	<b>0,36</b>	0,92	2,06	3,64	1,83	1,80	1,58	2,63	0,78	0,57	0,51
6	0,27	<b>0,31</b>	0,60	1,33	3,79	1,76	2,10	1,66	2,64	0,89	0,56	0,44
7	0,34	0,48	0,89	1,65	2,69	1,20	3,27	1,68	2,30	0,96	0,59	0,39
8	0,25	0,46	0,95	1,31	2,38	1,79	3,78	1,75	2,33	0,96	0,68	0,49
9	0,27	0,53	1,36	1,04	2,73	1,78	3,77	3,71	2,88	1,30	0,52	0,48
10	0,23	0,62	1,45	1,82	2,25	1,52	4,23	3,67	2,62	0,93	0,56	0,33
11	0,23	0,59	1,62	1,92	2,06	4,20	3,76	3,75	2,92	1,20	0,62	0,24
12	0,43	0,62	1,79	2,27	2,02	4,43	1,63	3,86	2,38	1,49	0,63	0,23
13	0,32	0,77	1,82	1,17	1,62	3,47	3,26	3,88	2,40	1,36	0,71	0,32
14	0,30	0,79	1,22	1,64	2,50	2,16	2,75	4,07	2,30	1,28	0,65	0,25
15	0,38	0,77	1,94	1,62	2,36	3,78	3,58	3,73	1,89	1,28	0,54	0,14
16	0,29	0,78	2,08	1,68	1,65	3,93	2,49	2,94	1,68	1,34	0,48	0,35
17	0,37	0,82	2,08	1,94	1,88	4,29	3,12	3,48	0,89	1,09	0,47	0,20
18	0,43	0,90	2,04	1,33	2,18	4,49	1,99	3,55	1,53	1,15	0,41	0,19
19	0,40	0,90	1,98	2,48	2,88	3,73	3,78	3,27	1,21	0,88	0,47	0,15
20	0,33	0,98	1,93	2,66	3,31	4,72	3,72	2,34	1,49	0,93	0,67	0,10
21	0,36	1,00	1,96	2,85	3,16	4,78	1,70	3,05	2,06	0,72	0,64	<b>0,42</b>
22	0,46	1,14	2,02	2,90	3,25	4,93	1,29	3,08	2,25	0,97	0,52	<b>0,07</b>
23	0,49	1,13	2,15	3,12	1,49	2,06	2,43	2,85	2,33	0,72	0,48	<b>0,22</b>
24	0,49	1,14	2,06	1,80	1,54	2,50	2,75	1,13	2,24	0,67	0,50	0,35
25	0,41	1,19	1,85	1,41	0,97	3,24	3,92	2,25	2,13	1,18	0,47	0,16
26	0,43	1,31	1,84	1,90	2,88	2,61	3,78	1,87	2,11	1,17	0,39	0,22
27	0,45	1,30	1,49	1,11	3,92	2,81	3,33	1,92	2,03	1,05	0,38	0,36
28	0,48	0,70	1,44	1,46	4,64	2,47	3,63	1,65	2,09	1,19	0,48	0,34
29	0,49		1,31	1,52	4,58	2,67	2,24	2,88	1,93	1,08	0,36	0,30
30	0,57		1,78	1,53	4,47	4,05	3,98	2,94	1,80	0,79	0,29	0,35
31	0,52		1,72		4,66		2,22	2,95		0,71		0,38

**Anexo F.** Datos de Evapotranspiración potencial diario, según la ecuación FAO 56 (Penman-Monteith) para El Abelar, año 2010

Dia	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	agt	set	oct	nov	dic
1	0,28	0,46	1,21	1,56	2,34	2,63	4,79	1,60	2,20	1,14	0,65	0,31
2	0,34	0,48	1,08	1,82	1,97	4,94	1,58	2,68	2,98	1,38	0,60	0,34
3	0,23	0,51	0,76	1,15	2,48	5,11	2,55	4,40	3,03	0,67	0,61	0,33
4	0,26	0,58	1,17	1,52	2,59	3,42	4,35	2,30	3,18	1,46	0,92	0,43
5	0,29	0,56	0,98	2,53	2,64	1,19	4,45	4,47	2,00	0,74	0,82	0,54
6	0,27	0,55	1,09	1,20	2,60	3,94	4,69	4,30	1,26	1,40	0,57	0,46
7	0,29	0,61	0,92	2,14	2,31	2,16	4,56	4,41	1,60	0,88	0,58	0,41
8	0,29	0,57	1,15	2,63	1,45	1,37	3,66	4,39	2,12	0,88	0,57	0,39
9	0,37	0,60	1,45	2,84	1,60	1,43	4,79	4,10	2,45	1,42	0,61	0,47
10	0,41	0,50	1,30	2,95	1,62	1,07	5,00	3,89	2,83	1,32	0,51	0,32
11	0,34	0,56	1,35	2,96	2,33	0,85	3,16	3,38	2,78	1,28	0,57	0,33
12	0,42	0,64	1,17	2,71	1,41	2,88	2,61	2,93	2,02	1,44	0,60	0,32
13	0,45	0,64	1,19	2,72	3,24	1,58	2,86	3,15	2,89	1,34	0,56	0,23
14	0,37	0,60	1,52	2,86	1,46	2,54	2,78	3,46	2,80	1,19	0,45	0,20
15	0,49	0,85	1,53	2,29	2,52	2,17	3,14	3,58	2,25	1,11	0,46	0,31
16	0,48	0,66	1,25	2,56	3,44	1,75	3,91	3,90	2,44	0,94	0,48	0,20
17	0,43	0,72	1,67	1,57	4,52	3,91	5,30	3,53	1,77	0,97	0,45	0,30
18	0,47	0,71	1,33	1,95	4,69	4,31	5,67	3,19	2,36	1,04	0,44	0,18
19	0,48	0,67	1,16	2,62	4,90	3,01	3,41	3,38	2,43	0,98	0,51	0,38
20	0,42	0,74	1,04	2,26	5,27	4,25	2,80	3,62	2,28	1,04	0,49	0,38
21	0,47	0,75	1,58	1,90	5,48	4,61	4,01	3,55	2,28	1,00	0,42	0,29
22	0,47	0,75	2,07	1,61	5,35	4,84	4,37	1,88	1,69	0,72	0,43	0,37
23	0,44	0,77	1,42	1,75	5,16	5,03	3,98	1,26	1,65	0,71	0,37	0,29
24	0,41	0,66	1,49	2,44	2,95	4,93	5,09	3,22	1,43	0,66	0,29	0,15
25	0,38	0,96	1,37	3,42	2,52	4,64	5,32	3,12	1,62	0,93	0,31	0,14
26	0,47	0,89	1,34	3,75	1,60	1,80	5,15	1,24	1,77	0,86	0,26	0,21
27	0,51	0,55	1,69	3,23	2,67	4,36	5,29	1,93	1,49	0,83	0,29	0,64
28	0,38	0,71	1,42	3,32	3,20	4,94	5,09	3,22	1,78	0,94	0,25	0,54
29	0,49		1,02	2,60	2,60	4,78	4,83	3,19	0,78	0,66	0,27	0,61
30	0,48		1,79	1,67	3,23	4,91	4,81	2,95	1,48	0,69	0,33	0,43
31	0,50		1,38		4,43		4,10	2,69		0,61		0,27

**Anexo G.** Datos de Evapotranspiración potencial diario, según la ecuación FAO 56 (Penman-Monteith) para el CIAM Mabegondo, año 2008

Día	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	agt	set	oct	nov	dic
1	1,00	0,40	1,90	2,60	2,90	3,30	3,20	4,10	2,80	2,00	0,60	0,60
2	1,20	1,90	1,40	4,10	3,80	3,20	4,00	3,40	2,70	2,00	1,20	0,70
3	1,00	1,30	1,30	4,50	3,20	3,20	3,50	4,90	1,50	2,90	0,60	0,50
4	0,70	1,70	2,70	4,90	2,30	2,10	3,70	2,80	2,20	2,70	0,60	0,70
5		1,80	2,20	4,90	3,90	2,60	4,70	4,70	2,50	2,00	1,80	1,10
6	1,60	1,70	2,80	4,20	4,10	5,50	4,00	3,60	2,70	1,90	0,90	0,90
7	1,30	2,50	2,20	1,70	3,40	5,60	3,60	2,90	4,30	2,50	1,00	1,10
8	0,60	2,30	0,70	0,90	2,10	3,90	5,00	3,30	3,40	2,30	1,00	0,80
9	0,60	2,30	1,90	1,10	2,70	4,70	5,40	4,70	2,10	3,00	1,40	1,20
10	1,00	2,50	1,50	1,40	1,60	4,80	2,50	1,90	4,40	2,90	1,40	1,20
11	1,30	2,40	1,70	2,40	1,60	4,90	3,80	2,00	3,00	2,80	1,80	0,60
12	1,10	2,40	1,90	2,10	2,20	5,50	3,50	3,30	3,00	2,30	0,60	0,60
13	1,40	2,40	3,00	2,00	2,80	5,00	3,80	3,60	2,80	1,90	1,80	0,90
14	1,20	2,40	2,70	3,80	2,20	5,10	5,80	3,30	4,00	1,50		1,00
15		2,30	2,30	3,70	1,80	2,20	6,20	4,10	4,00	2,00	1,60	0,60
16	1,90	2,10	2,20	3,40	2,60	2,60	5,90	2,80	3,70	1,00	1,70	0,90
17	1,00	2,00	1,60	2,20	3,20	4,90	3,20	4,40	2,50	1,70	1,80	0,40
18	0,90	1,30	2,20	2,20	2,10	5,00	5,30	2,90	2,70	1,40	0,50	0,50
19	1,90	1,00	2,50	2,00	4,20	3,30	5,30	3,10	3,60	2,70	0,80	1,30
20	1,80	1,20	3,30	1,70	4,50	3,50	3,20	4,40	3,30	2,60	1,20	1,50
21	1,50	2,70	1,20	2,10	2,40	5,70	6,40	3,00	1,60	1,00	0,40	1,30
22	0,80	2,70	1,30	1,50	3,50	3,20	6,50	4,10	2,60	2,10	0,60	1,50
23	1,50	2,20	2,00	3,30	1,50	4,20	4,60	4,60	3,90	2,40	0,60	1,50
24	0,80	0,80	1,40	4,20	2,90	4,50	2,60	2,60	3,80	2,00	1,00	1,40
25	1,20	1,70	1,20	5,10	3,30	3,90	3,50	4,70	3,70	2,40	1,40	1,30
26	1,60	0,90	1,40	4,80	1,50	3,50	4,20	4,80	3,80	2,30	1,10	1,10
27	1,70	1,00	0,80	2,60	2,00	5,90	3,40	5,00	3,70	0,70	1,10	1,80
28	1,40	1,90	2,30	3,50	2,30	6,00	4,00	5,10	3,50	2,00	0,70	1,50
29	1,80	1,00	3,00	2,30	2,20	5,20	5,00	4,60	2,90	1,40	0,80	1,20
30	0,50		2,30	2,90	2,80	5,70	4,30	3,00	3,10	1,00	0,70	0,90
31	0,80		2,30		3,00		4,40	2,00		1,10		1,50

**Anexo H.** Datos de Evapotranspiración potencial diario, según la ecuación FAO 56 (Penman-Monteith) para el CIAM Mabegondo, año 2009

Día	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	agt	set	oct	nov	dic
1	1,20	1,40	0,80	3,40	4,50	6,50	4,10	2,30	3,70	3,20	1,20	0,40
2	0,60	0,80	1,80	3,30	4,80	6,30	4,80	3,00	3,30	2,80	1,80	0,80
3	0,60	1,10	1,90	3,10	4,90	3,00	2,20	2,60	2,70	2,50	1,10	0,80
4	0,90	1,00	1,40	2,60	4,60	3,00	3,60	2,80	3,80	1,10	1,60	0,80
5	0,50	1,20	1,80	3,60	5,10	2,90	2,30	2,10	4,70	1,80	1,00	1,10
6	0,70	1,20	0,60	2,00	5,20	2,20	2,70	1,80	4,60	1,80	0,50	0,90
7	0,70	1,10	0,80	2,70	2,90	1,80	3,40	2,10	3,60	2,50	1,50	0,90
8	1,40	0,40	1,60	1,60	3,20	3,10	4,40	2,50	3,30	1,70	1,60	0,90
9	0,80	1,40	2,80	1,90	3,60	2,70	5,20	5,20	3,60	2,00	0,70	1,10
10	1,20	2,00	2,70	3,10	3,40	2,10	5,40	5,10	4,00	1,20	0,70	1,40
11	1,30	1,00	2,80	2,30	2,50	4,30	5,70	5,10	5,40	1,50	1,30	1,80
12	1,40	0,90	3,30	3,10	2,00	4,30	2,50	5,60	4,00	2,70	1,90	1,30
13	0,90	2,30	3,50	1,50	2,50	3,70	4,50	5,80	4,50	3,20	2,00	1,60
14	1,20	2,10	2,10	2,20	2,80	2,20	3,70	5,60	4,10	3,20	2,20	1,20
15	0,60	2,20	3,20	2,30	2,80	3,60	3,60	5,40	2,60	3,40	1,00	1,40
16	1,40	2,20	3,70	2,50	1,70	5,00	3,40	3,60	2,30	3,30	0,90	0,50
17	1,00	2,30	4,10	2,50	2,20	5,20	3,90	4,30	1,20	2,70	1,40	0,90
18	1,30	2,20	4,10	1,80	2,50	5,10	2,10	4,30	1,90	2,70	1,90	1,10
19	1,50	2,20	4,20		4,30	4,70	4,10	5,00	2,10	1,70	1,90	1,10
20	1,00	2,20	3,60		4,40	6,80	5,10	3,40	2,60	1,80	1,30	1,10
21	0,80	2,40	3,30		3,60	7,20	2,30	5,00	3,70	1,50	1,80	0,40
22	0,50	2,40	4,50	4,40	4,40	6,90	1,90	4,10	3,80	1,50	1,70	0,50
23	1,30	2,50	4,00	4,90	2,00	2,70	3,80	3,80	3,90	1,30	1,00	0,90
24	2,40	2,50	3,70	2,30	1,90	2,50	3,50	1,70	4,00	1,00	2,20	0,40
25	1,30	2,60	3,50	2,40	1,70	3,70	5,10	4,00	3,90	2,20	1,30	1,40
26	0,80	2,70	3,10	2,60	3,70	2,60	4,80	2,90	3,90	2,70	1,40	1,10
27	0,60	2,80	1,50	1,40	5,60	3,80	4,10	1,90	4,00	1,90	1,10	0,90
28	0,50	1,00	2,50	2,10	5,90	3,00	4,40	2,70	4,00	2,50	1,10	1,00
29	1,30		2,00	2,00	6,30	2,50	3,40	5,10	3,80	2,30	1,00	1,60
30	1,70		3,20	2,40	6,10	4,90	5,10	5,10	3,70	1,40	0,70	1,20
31	2,00		3,20		5,60		3,50	4,70		1,40		0,80

**Anexo I.** Datos de Evapotranspiración potencial diario, según la ecuación FAO 56 (Penman-Monteith) para el CIAM Mabegondo, año 2010

Día	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	agt	set	oct	nov	dic
1	0,90	1,80	2,20	2,10	2,40	2,40	5,60	2,50	2,60	1,80	1,10	0,80
2	0,80	1,80	2,30	2,20	3,00	5,60	2,10	4,20	3,80	2,80	0,90	0,70
3	1,10	1,40	1,00	2,10	3,00	6,30	2,40	5,10	4,60	1,60	0,70	0,80
4	1,10	1,30	2,20	2,00	2,90	4,30	5,20	2,50	4,10	2,90	1,80	1,10
5	0,80	1,90	2,00	3,80	3,00	2,00	5,90	5,30	3,20	1,60	2,00	1,00
6	0,60	0,90	1,60	1,90	2,90	4,60	6,10	5,80	2,20	2,10	0,90	1,20
7	0,70	1,10	1,30	3,20	2,80	2,90	5,80	5,60	2,70	1,80	1,30	1,50
8	1,00	0,90	2,80	4,10	1,80	1,80	3,90	5,60	2,90	1,80	1,10	0,90
9	0,70	1,30	2,90	4,30	2,80	1,70	5,10	5,60	4,30	3,20	1,40	1,40
10	0,50	1,10	2,80	4,70	1,70	1,60	5,30	5,50	4,10	2,80	1,40	1,40
11	0,60	1,50	2,60	4,90	2,40	1,70	3,90	4,10	3,70	1,80	1,00	1,10
12	1,00	1,70	1,80	4,20	1,60	2,50	3,60	3,10	2,60	2,60	1,10	1,20
13	0,80	1,30	2,00	4,60	3,50	1,90	3,20	4,30	4,70	3,20	1,40	1,60
14	1,10	1,70	2,90	4,80	1,70	3,10	3,80	4,60	4,80	3,00	1,60	1,50
15	1,20	2,30	3,00	2,70	3,60	2,60	4,40	4,60	3,00	2,50	1,20	1,70
16	1,00	1,30	1,80	3,10	4,10	2,90	4,10	5,60	3,60	2,00	1,20	1,40
17	0,80	1,30	3,20	2,30	5,00	4,40	5,60	4,50	2,50	2,40	1,40	0,30
18	1,20	1,70	2,60	3,10	5,30	5,20	5,90	2,80	4,10	2,70	1,10	1,20
19	1,40	1,50	2,70	3,60	5,90	3,30	3,30	5,10	4,00	2,50	1,20	0,70
20	1,50	1,60	1,70	2,90	6,70	5,70	3,40	4,80	4,10	2,50	1,10	1,00
21	1,10	1,70	2,50	2,30	6,70	6,10	4,10	4,20	3,90	2,60	0,70	0,80
22	0,80	1,40	3,20	2,50	6,70	6,20	3,80	2,70	2,50	1,40	0,90	0,50
23	0,70	1,70	1,50	1,70	6,50	6,10	4,20	2,80	2,80	1,10	1,10	0,80
24	1,50	1,50	2,60	3,00	3,80	6,20	5,40	5,10	2,60	0,70	1,60	0,90
25	1,00	2,30	2,60	4,30	3,60	5,00	5,80	5,10	2,00	2,30	0,90	1,10
26	1,60	2,40	2,30	4,90	2,30	2,10	6,10	2,60	3,50	2,40	1,20	1,30
27	1,80	1,10	2,50	4,70	3,20	5,30	6,50	2,50	3,10	1,80	0,80	1,60
28	0,90	1,40	2,30	4,20	3,80	6,00	6,30	4,50	3,30	2,30	1,10	0,80
29	0,50		2,40	2,90	2,70	5,40	5,70	5,40	1,40	1,60	0,90	1,50
30	0,80		2,50	2,10	3,00	5,00	5,70	5,50	2,60	1,70	0,50	1,30
31	0,80		1,80		4,30		4,80	3,30		1,10		1,10

