

**UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE VALENCIA**

**Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente**



**Trabajo Fin de Máster Tipo B (Investigación)**

**“Efecto de tratamientos selvícolas sobre la  
temperatura y la humedad del suelo en parcelas  
de pino carrasco”**

Alumno: Luis Lado Monserrat

Director: Antonio Luis Lidón Cerezuela

Codirector: Juan Bautista Marco Segura

Fecha: Junio 2010



Este trabajo ha sido posible gracias a la financiación de la Conselleria de Educación y Ciencia de la Generalitat Valenciana a través del proyecto de I+D GV06/126 y de la concesión de una beca FPI a L. Lado.



# ÍNDICE

<b>1.</b>	<b><u>INTRODUCCIÓN</u></b> .....	<b>1</b>
<b>1.1</b>	<b>LA GESTIÓN FORESTAL DEL MONTE MEDITERRÁNEO</b> .....	<b>1</b>
<b>1.2</b>	<b>EL MICROCLIMA DEL BOSQUE. LA TEMPERATURA Y LA HUMEDAD DEL SUELO</b> .....	<b>4</b>
1.2.1	VARIABLES MICROCLIMÁTICAS.....	4
1.2.2	LA TEMPERATURA DEL SUELO .....	5
1.2.2.1	El balance de radiación.....	5
1.2.2.2	El efecto de los tratamientos selvícolas sobre la temperatura del suelo .....	7
1.2.3	LA HUMEDAD DEL SUELO.....	9
1.2.3.1	El balance hidrológico .....	9
1.2.3.2	El efecto de los tratamientos selvícolas sobre la humedad del suelo.....	11
<b>1.3</b>	<b>APLICACIÓN DEL ANÁLISIS DE SERIES TEMPORALES EN EL ESTUDIO DE LA SELVICULTURA Y EL MICROCLIMA</b> .....	<b>13</b>
1.3.1	EL ANÁLISIS DE SERIES TEMPORALES COMO HERRAMIENTA EN LA SELVICULTURA Y EL MICROCLIMA.....	13
1.3.2	ANTECEDENTES EN EL ANÁLISIS DE SERIES TEMPORALES DE TEMPERATURA Y HUMEDAD DE SUELO .....	14
<b>2.</b>	<b><u>OBJETIVOS</u></b> .....	<b>17</b>
<b>3.</b>	<b><u>MATERIAL Y MÉTODOS</u></b> .....	<b>19</b>
<b>3.1</b>	<b>DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO</b> .....	<b>19</b>
3.1.1	LOCALIZACIÓN.....	19
3.1.2	CLIMA.....	20
3.1.3	GEOLOGÍA Y EDAFOLOGÍA.....	21
3.1.4	VEGETACIÓN .....	21
<b>3.2</b>	<b>DISEÑO EXPERIMENTAL</b> .....	<b>22</b>
3.2.1	TRATAMIENTOS SELVÍCOLAS .....	22
3.2.1.1	Trabajos previos en la zona de estudio .....	26
3.2.2	TEMPERATURA Y HUMEDAD DEL SUELO .....	26
3.2.2.1	Instrumentación .....	26
3.2.2.2	Fundamento del método de las sondas de humedad.....	27
3.2.2.3	Calibración de sondas de humedad .....	28
3.2.2.3.1	Calibración de laboratorio.....	29
3.2.2.3.2	Calibración de campo .....	30
3.2.2.4	Tratamiento previo de los datos .....	32
<b>3.3</b>	<b>ANÁLISIS DE SERIES TEMPORALES</b> .....	<b>34</b>
3.3.1	MODELOS ARIMA (ANÁLISIS UNIVARIADO).....	34
3.3.1.1	Conceptos básicos .....	34
3.3.1.1.1	Filtro lineal.....	34
3.3.1.1.2	Modelo estocástico y proceso estocástico.....	35
3.3.1.1.3	Principio de parsimonia o de parquedad estadística .....	35
3.3.1.1.4	Proceso estacionario .....	35

3.3.1.1.5	Proceso de ruido blanco .....	36
3.3.1.1.6	Funciones de autocorrelación simple y parcial .....	36
3.3.1.1.7	Operador retardo .....	38
3.3.1.2	Proceso autorregresivo .....	38
3.3.1.3	Proceso de media móvil .....	40
3.3.1.4	Procesos mixtos ARMA.....	42
3.3.1.5	Procesos integrados ARIMA .....	43
3.3.1.6	Construcción del modelo.....	44
3.3.1.6.1	Identificación.....	44
3.3.1.6.2	Estimación de los parámetros .....	45
3.3.1.6.3	Validación del modelo .....	46
3.3.2	MODELOS FT (ANÁLISIS BIVARIADO) .....	47
3.3.2.1	Función impulso-respuesta .....	48
3.3.2.2	Función de correlación cruzada .....	49
3.3.2.3	El modelo de Koyck .....	49
3.3.2.4	Modelos de función de transferencia .....	51
3.3.2.5	Construcción del modelo.....	52
3.3.2.5.1	Identificación.....	53
3.3.2.5.2	Validación .....	54
3.3.3	APLICACIÓN DE MODELOS ARIMA Y FT PARA LA COMPARACIÓN DE SERIES DE TEMPERATURA Y HUMEDAD DE SUELO .....	54
3.3.3.1	Tratamiento de las series de temperatura de suelo .....	54
3.3.3.2	Tratamiento de las series de humedad del suelo .....	57
<b>4.</b>	<b><u>RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....</u></b>	<b><u>61</u></b>
<b>4.1</b>	<b>TEMPERATURA DE SUELO .....</b>	<b>61</b>
4.1.1	CONSTRUCCIÓN DE LOS MODELOS .....	61
4.1.1.1	Temperaturas promedio diarias.....	61
4.1.1.1.1	Análisis de Fourier .....	61
4.1.1.1.2	Construcción modelo ARIMA .....	64
Identificación.....	64	
Estimación, selección y validación del modelo .....	65	
4.1.1.1.3	Construcción del modelo de función de transferencia (FT).....	67
Identificación.....	68	
Estimación, selección y validación .....	69	
Evaluación para predicción .....	74	
4.1.1.2	Temperaturas máximas diarias .....	75
4.1.2	COMPARACIÓN ENTRE TRATAMIENTOS .....	77
4.1.2.1	Series de Fourier.....	77
4.1.2.2	Modelos ARIMA.....	81
4.1.2.3	Modelos de función de transferencia (FT) .....	84
4.1.2.4	Resumen.....	85
<b>4.2</b>	<b>HUMEDAD DE SUELO .....</b>	<b>86</b>
4.2.1	CALIBRACIÓN .....	86

4.2.1.1	Calibración de laboratorio.....	87
4.2.1.2	Calibración de campo.....	89
4.2.1.3	Justificación del método elegido.....	91
4.2.2	CONSTRUCCIÓN DE LOS MODELOS .....	92
4.2.2.1	Construcción modelo ARIMA .....	92
	Identificación.....	92
	Estimación, selección y validación .....	93
4.2.2.2	Construcción modelo FT.....	95
	Identificación del modelo empleando la precipitación.....	95
	Estimación, selección y validación del modelo empleando la precipitación.....	96
	La recarga efectiva.....	97
	Identificación, estimación y validación del modelo empleando la recarga efectiva .....	99
	Evaluación para predicción del modelo empleando la recarga efectiva ...	103
4.2.3	COMPARACIÓN ENTRE TRATAMIENTOS .....	104
4.2.3.1	Periodo de verano y análisis de evento.....	104
4.2.3.2	Periodo de invierno y anual.....	110
4.2.3.3	Resumen.....	113
<b>5.</b>	<b><u>CONCLUSIONES .....</u></b>	<b>115</b>
<b>6.</b>	<b><u>FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN .....</u></b>	<b>117</b>
<b>7.</b>	<b><u>BIBLIOGRAFÍA .....</u></b>	<b>119</b>
<b>8.</b>	<b><u>ANEXOS .....</u></b>	<b>129</b>
<b>A1.</b>	<b>ANÁLISIS DE FOURIER.....</b>	<b>129</b>
<b>A2.</b>	<b>TABLAS .....</b>	<b>131</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Los componentes del balance de energía de la superficie en el periodo diurno y nocturno.....	6
Figura 1.2. El balance de radiación de un bosque. ....	7
Figura 1.3. Temperatura promedio superficial en unidades de corta total, parcial y bosque no tratado en las montañas de Montana. ....	8
Figura 1.4. El ciclo hidrológico de un bosque.....	10
Figura 3.1. Localización del área de estudio en la Comunidad Valenciana.....	19
Figura 3.2. Parcelas experimentales de los bloques TI , TD y CHELVA.....	23
Figura 3.3. Estado de la parcela BOSQUETE en abril del 2010.....	25
Figura 3.4. Estado de la parcela ASUD en abril del 2010.....	25
Figura 3.5. Detalle del pluviómetro en campo. ....	26
Figura 3.6. Datalogger EM50, sonda de humedad EC-20 y sonda de temperatura.....	27
Figura 3.7. Detalle de la instalación de las sondas en campo. ....	28
Figura 3.8. El filtro lineal como generador de una serie temporal.....	35
Figura 3.9. Funciones de autocorrelación simple y parcial teóricas de procesos autorregresivos sencillos.....	39
Figura 3.10. Funciones de autocorrelación simple y parcial teóricas de procesos de media móvil sencillos.....	41
Figura 3.11. Funciones de autocorrelación simple y parcial teóricas de procesos ARMA(1,1)..	43
Figura 3.12. Fases de construcción de modelos ARIMA.....	44
Figura 3.13. La función de transferencia como sistema dinámico.....	49
Figura 3.14. Funciones impulso respuesta teóricas comunes en la práctica con $b=3$ . ....	52
Figura 3.15. Serie de temperatura de suelo promedio diaria perteneciente al punto P1 a 5 cm de profundidad de la parcela ASUF.....	55
Figura 3.16. Aplicación del análisis de Fourier a series incompletas. ....	56
Figura 3.17. Serie calibrada de lámina de agua del suelo del punto P2 a 5 cm de la parcela CONTROL.....	57
Figura 3.18. División del año en función de la serie de Fourier de la temperatura del aire.....	58
Figura 4.1. Series observadas de temperatura de aire de la parcela ASUF y temperatura de suelo del punto ASUD P1 a 5 cm representadas junto a las series de Fourier.....	63
Figura 4.2. Serie de temperatura de suelo una vez sustraídos los ciclos anual y semianual (TSt) del punto ASUD P1 a 5 cm. ....	64
Figura 4.3. Función de autocorrelación simple y función de autocorrelación parcial de la serie de temperatura de suelo una vez sustraídos los ciclos anual y semianual (TSt) del punto ASUD P1 a 5 cm. ....	65
Figura 4.4. Función de autocorrelación simple e histograma de la serie residual del modelo ARMA(1,1) aplicado a la serie TSt del punto ASUD P1 a 5 cm.....	66
Figura 4.5. Funciones de autocorrelación parcial de las series TSt de los puntos CONTROL P2 a 5 cm y ASUF P1 a 5 cm .....	67
Figura 4.6. Gráfico de serie temporal de la serie residual del modelo ARMA(1,1) aplicado a la serie TSt del punto ASUD P1 a 5 cm.....	67
Figura 4.7. Función impulso respuesta entre la serie TSt del punto ASUD P1 a 5 cm y la serie TAt de la parcela ASUF.....	69

Figura 4.8. Función de correlación cruzada residual del modelo FT (0, 1, 0) + AR(1) aplicado a las series TS del punto ASUD P1 a 5 cm y TA de la parcela ASUF. ....	70
Figura 4.9. Función de correlación cruzada residual del modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series TSt del punto ASUD P1 a 5 cm y TAt de la parcela ASUF. ....	71
Figura 4.10. Función de autocorrelación simple e histograma de la serie residual del modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series TSt del punto ASUD P1 a 5 cm y TAt de la parcela ASUF. ....	72
Figura 4.11. Gráfico de serie temporal de la serie residual del modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series TSt del punto ASUD P1 a 5 cm y TAt de la parcela ASUF. ....	72
Figura 4.12. Valores observados y estimados por el modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series TS del punto ASUD P1 a 5 cm y TA de la parcela ASUF. ....	73
Figura 4.13. Función de autocorrelación simple y parcial de la serie de temperatura máxima de suelo una vez sustraídos los ciclos anual y semianual (TMSt) del punto ASUD P1 a 5 cm. ....	75
Figura 4.14. Función impulso respuesta entre la serie TM del punto ASUD P1 a 5 cm y la serie TMA de la parcela ASUF. ....	76
Figura 4.15. Series representativas de temperatura promedio de suelo St de las cuatro parcelas	77
Figura 4.16. Componente senoidal anual, semianual y sumatorio de ambos para la serie de temperatura promedio de suelo del punto CONTROL P1 a 5 cm. ....	79
Figura 4.17. Fragmento de serie de temperatura de aire estacionaria TAt de la parcela ASUF y fragmento de serie de temperatura de suelo estacionaria TSt del punto ASUD P1 a 5 cm. ....	82
Figura 4.18. Parámetro $\omega_0$ del modelo FT(0,0,0)+AR(1) aplicado a las series de temperatura máxima diaria TMSt. ....	85
Figura 4.19. Valores de las sondas que presentan los valores más altos (ASUF P1 a 10 cm) y los más bajos (CONTROL P3 a 5 cm) de $\theta_v$ proporcionados con la calibración por defecto. ....	86
Figura 4.20. Ajuste de modelos de regresión lineal a los datos de calibración de laboratorio. ....	88
Figura 4.21. Resultado de la aplicación de las ecuaciones de calibración de campo obtenidas en dos puntos. ASUF P1 a 10 cm y CONTROL P3 a 10 cm. ....	90
Figura 4.22. Serie Lt de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm. ....	92
Figura 4.23. Función de autocorrelación simple y parcial de la serie de lámina de agua Lt del punto CONTROL P1 a 5cm. ....	93
Figura 4.24. Función de autocorrelación simple e histograma de la serie residual del modelo AR(1) aplicado a la serie Lt de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm. ....	93
Figura 4.25. Gráfico de serie temporal de la serie residual del modelo AR(1) aplicado a la serie Lt de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm. ....	94
Figura 4.26. Función impulso respuesta entre la serie Lt de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm y la serie de precipitación Pt. ....	96
Figura 4.27. Función de correlación cruzada residual del modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series Lt de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm y la serie Pt. ....	97
Figura 4.28. Valores observados y estimados por el modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series Lt de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm y la serie de precipitación Pt. ....	97
Figura 4.29. La variable Rt y su efecto discriminatorio en la precipitación. ....	99
Figura 4.30. Función impulso respuesta entre la serie Lt de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm y su correspondiente serie de recarga efectiva Rt. ....	99

Figura 4.31. Gráfico de serie temporal de la serie residual del modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series Lt de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm con la serie Rt como input. ....	100
Figura 4.32. Función de autocorrelación simple e histograma de la serie residual del modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series Lt de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm y su correspondiente serie de recarga efectiva Rt.....	101
Figura 4.33. Valores observados y estimados por el modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series Lt de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm y su correspondiente serie de recarga efectiva Rt. ....	101
Figura 4.34. Series ejemplo de LVt a 5 cm en el periodo de verano.....	105
Figura 4.35. Parámetro $\omega_0$ del modelo FT(1,0,0)+AR(1) aplicado a las series LVt a 5 cm del periodo de verano.....	107
Figura 4.36. Dinámica de LVt a 5 cm en el periodo de verano de dos series que presentan estadísticos descriptivos similares.....	110
Figura 4.37. Series ejemplo de LI <sub>t</sub> a 5 cm en el periodo de invierno. ....	111

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1. Evolución de las áreas forestales en la Comunidad Valenciana según el segundo y tercer Inventario Forestal Nacional (IFN2 e IFN3).....	1
Tabla 3.1. Precipitación media mensual (mm) de las estaciones de Tuéjar y Chelva y las parcelas del alto de la Montalbana. ....	20
Tabla 3.2. Datos mensuales de temperatura de las estaciones de Tuéjar y Chelva.....	20
Tabla 3.3. Tipo de tratamiento, dimensión, características y número de parcelas señaladas.....	22
Tabla 3.4. Datos dasométricos de las parcelas de la réplica de Tuéjar Izquierda. ....	24
Tabla 4.1. Análisis de armónicos de la series promedio anual de la temperatura del suelo del punto ASUD P1 a 5 cm y la temperatura del aire a 1.5 m de la parcela ASUF. ....	62
Tabla 4.2. Parámetros de las series de Fourier de las series promedio anual de temperatura de suelo del punto ASUD P1 a 5 cm y de aire a 1.5 m de la parcela ASUF.....	62
Tabla 4.3. Comparación de BICnorm entre varios modelos ARIMA comunes para la serie TSt de ASUD P1 a 5 cm. ....	66
Tabla 4.4. Comparación de BICnorm de varios modelos FT comunes entre la serie TSt de ASUD P1 a 5 cm y la serie TAt de ASUF. ....	71
Tabla 4.5. Predicciones de TSt del modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series TSt del punto ASUD P1 a 5 cm y TAt de la parcela ASUF. ....	74
Tabla 4.6. Predicciones de temperatura de suelo reincorporando la serie de Fourier a las predicciones del modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series TSt del punto ASUD P1 a 5 cm y TAt de la parcela ASUF. ....	75
Tabla 4.7. Parámetros de la serie de Fourier calculados para las series promedio anual disponibles de las temperaturas promedio diarias.....	78
Tabla 4.8. Datos de exposición medidos en las parcelas.....	80
Tabla 4.9. Parámetros del modelo ARMA (1,1) aplicado a las series TSt y TAt disponibles. ....	83
Tabla 4.10. Parámetros del modelo FT(1,0,0)+AR(1) aplicado a las series TSt y TAt disponibles.....	84
Tabla 4.11. Coeficientes de la ecuación de regresión $\theta v = a * mV + b$ para las calibraciones de laboratorio y coeficientes suministrados por el fabricante.....	87
Tabla 4.12. Estimaciones de los coeficientes de la ecuación de regresión $\theta v = a * mV + b$ para las sondas individuales, las parcelas y el total de sondas. ....	89
Tabla 4.13. BICnorm de varios modelos ARIMA comunes para la serie Lt de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm. ....	94
Tabla 4.14. BICnorm de varios modelos de FT comunes para la serie Lt de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm en función del input. ....	102
Tabla 4.15. Predicciones de Lt del modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series Lt del punto CONTROL P1 a 5 cm y su correspondiente serie Rt en el periodo de verano. ....	103
Tabla 4.16. Predicciones de Lt del modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series Lt del punto CONTROL P1 a 5 cm y su correspondiente serie Rt en el periodo de invierno. ....	104
Tabla 4.17. Parámetros del modelo FT (1, 0, 0)+AR (1) aplicado a las series LVt en el periodo de verano. ....	106
Tabla 4.18. Parámetros estimados del modelo de regresión lineal $L = a t + b$ aplicado al periodo de 10 días posterior al evento del día 11/6/2008.....	108

Tabla 4.19. Valores de lámina promedio, máxima, mínima y desviación típica en el periodo de verano.....	109
Tabla 4.20. Parámetros del modelo FT (1, 0, 0)+AR (1) aplicado a las series $LI_t$ en el periodo de invierno. ....	112
Tabla 4.21. Parámetros del modelo FT (1, 0, 0)+AR (1) aplicado a las series $L_t$ en el periodo anual. ....	113
Tabla A.2.1 Parámetros de la serie de Fourier calculados para las series promedio anual disponibles de las temperaturas máximas diarias.....	131
Tabla A.2.2 Parámetros del modelo AR (1) aplicado a las series $TMS_t$ disponibles.....	132
Tabla A.2.3. Parámetros del modelo FT (0,0,0)+AR(1) aplicado a las series $TMS_t$ disponibles.....	133
Tabla A.2.4 Valores de lámina promedio, máxima, mínima y desviación típica en el periodo de invierno.....	134
Tabla A.2.5 Valores de lámina promedio, máxima, mínima y desviación típica en el periodo anual.....	135

## ABREVIACIONES Y NOTACIÓN

<b>AR(p)</b>	Modelo autorregresivo de orden p
<b>MA(q)</b>	Modelo de media móvil de orden q
<b>ARMA(p,q)</b>	Modelo mixto autorregresivo de media móvil
<b>ARIMA(p,d,q)</b>	Modelo integrado autorregresivo de media móvil
<b>FAC</b>	Función de autocorrelación simple
<b>FAP</b>	Función de autocorrelación parcial
<b>B</b>	Operador retardo
$\phi_p$	Parámetros autorregresivos
$\theta_q$	Parámetros de media móvil
<b>FT</b>	Modelo de función de transferencia
<b>FCC</b>	Función de correlación cruzada
$\omega_s$	Parámetros del numerador de la función de transferencia
$\delta_r$	Parámetros del denominador de la función de transferencia
<b>S<sub>t</sub></b>	Temperatura promedio diaria del suelo
<b>A<sub>t</sub></b>	Temperatura promedio diaria del aire
<b>MS<sub>t</sub></b>	Temperatura máxima diaria del suelo
<b>MA<sub>t</sub></b>	Temperatura máxima diaria del aire
<b>TS<sub>t</sub></b>	Serie estacionaria de la temperatura promedio diaria del suelo
<b>TA<sub>t</sub></b>	Serie estacionaria de la temperatura promedio diaria del aire
<b>TMS<sub>t</sub></b>	Serie estacionaria de la temperatura máxima diaria del suelo
<b>TMA<sub>t</sub></b>	Serie estacionaria de la temperatura máxima diaria del aire
<b>S<sub>m</sub></b>	Promedio anual de los promedios diarios del suelo
<b>A<sub>m</sub></b>	Promedio anual de los promedios diarios del aire
<b>MS<sub>m</sub></b>	Promedio anual de las máximas diarias del suelo
<b>MA<sub>m</sub></b>	Promedio anual de las máximas diarias del aire
<b>R<sub>1</sub></b>	Término de amplitud del ciclo anual
<b>R<sub>2</sub></b>	Término de amplitud del ciclo semianual
$\varphi_1$	Término de fase del ciclo anual
$\varphi_2$	Término de fase del ciclo semianual
<b>W<sub>1</sub></b>	Frecuencia del ciclo anual
<b>W<sub>2</sub></b>	Frecuencia del ciclo semianual
<b>L<sub>t</sub></b>	Lámina de agua diaria. Periodo anual
<b>LV<sub>t</sub></b>	Lámina de agua diaria. Periodo de verano
<b>LI<sub>t</sub></b>	Lámina de agua diaria. Periodo de invierno
<b>P<sub>t</sub></b>	Precipitación acumulada diaria
<b>R<sub>t</sub></b>	Recarga efectiva diaria



# 1.INTRODUCCIÓN

## 1.1 LA GESTIÓN FORESTAL DEL MONTE MEDITERRÁNEO

En las zonas mediterráneas del sur de Europa el bosque se encuentra en un proceso de expansión. El abandono rural ha provocado que los campos agrícolas sean recolonizados por especies leñosas (arbóreas y arbustivas) mediante el proceso de sucesión vegetal (González, 2005). Por ejemplo, en la Comunidad Valenciana este hecho queda patente al comparar los datos de superficie arbolada entre el segundo y el tercer Inventario Forestal Nacional de España, mostrados en la tabla 1.1. Como se aprecia en la tabla, la superficie total arbolada se ha incrementado en las tres provincias, así como la biomasa. La especie de mayor importancia tanto por su extensión como por su biomasa en este territorio es el pino carrasco (*Pinus halepensis* Mill.), especie favorecida por su gran capacidad de recolonizar terrenos incendiados.

Tabla 1.1. Evolución de las áreas forestales en la Comunidad Valenciana según el segundo y tercer Inventario Forestal Nacional (IFN2 e IFN3) de 1994 y 2006, respectivamente. Datos disponibles en <http://www.mma.es/secciones/biodiversidad/inventarios/ifn/ifn3/index.htm>.

PROVINCIA	INVENTARIO	FORESTAL (ha)		NO FORESTAL (ha)	BIOMASA ARBÓREA (m <sup>3</sup> ha <sup>-1</sup> )
		Monte arbolado	Monte desarbolado		
Alicante	IFN2	88 406	158 969	334 340	12.61
	IFN3	132 786	117 534	331 338	21.01
Castellón	IFN2	197 991	201 158	267 077	21.70
	IFN3	270 718	152 395	240 072	31.07
Valencia	IFN2	341 882	226 671	509 015	16.19
	IFN3	350 955	230 950	498 704	25.25
Total C.V.	IFN2	628 279	586 798	1 110 432	17.42
	IFN3	754 459	500 879	1 070 114	26.60

La percepción social generalizada de que la extensión de la superficie forestal es buena *per se*, no se corresponde con la realidad observada en este medio. La presencia de arbolado tiene innegables ventajas socioeconómicas y ambientales, como la protección frente a la erosión y la pérdida de nutrientes, la mejora en la calidad de las aguas superficiales o la prevención de avenidas y deslizamientos de laderas (Chang, 2006).

No obstante, existen varias contrapartidas asociadas al crecimiento de la masa forestal en ausencia de una adecuada gestión de la misma. La más conocida de ellas es el aumento de la incidencia e intensidad de los incendios forestales, favorecidos por el abandono de extracciones de material leñoso del bosque. Otros ejemplos son la reducción en la riqueza de especies o mayor vulnerabilidad ante plagas (Scarascia-Mugnozza *et al.*, 2000; Valladares *et al.*, 2004).

La gestión de los bosques mediterráneos en España, así como en el resto del sur de Europa, se encuentra en un proceso de contracción. Las razones de esta tendencia generalizada fueron resumidas por Scarascia-Mugnozza *et al.* (2000). Los bosques mediterráneos no son tan productivos como los bosques de otras latitudes (p.e. Escandinavia) y algunos de sus productos secundarios han perdido relevancia y/o valor de mercado. Sin embargo, las funciones ecológicas, recreacionales y paisajísticas han incrementado su importancia. El problema es que resulta complicado dar valores monetarios a estas funciones, y esto se traduce en un descenso del interés de los propietarios (públicos y privados) por gestionar sus bosques.

Otro problema asociado es que la escasez de información ha provocado con demasiada frecuencia la importación de técnicas de gestión basadas en experiencias obtenidas en otros países, frecuentemente con climas muy diferentes (Zavala *et al.*, 2004). A diferencia de otros ecosistemas como los bosques templados o los tropicales donde la selvicultura tiene un peso mayor, en los ecosistemas forestales mediterráneos el factor limitante que regula su funcionamiento es la disponibilidad de agua (Hoff *et al.*, 2002). Por esta razón, comprender los procesos fisiológicos que hay detrás de los cambios que se producen tras una corta, un incendio o cualquier otra perturbación resulta básico para desarrollar una gestión que resulte adecuada al ambiente mediterráneo (Gracia *et al.*, 2001).

A lo largo de la última década se han realizado notables esfuerzos por parte de la comunidad científica española para avanzar en el estudio de la gestión del monte mediterráneo, haciendo especial hincapié en los retos que conlleva el cambio climático a este respecto. Pueden citarse, por ejemplo, los tratados de Valladares (2004), Vallejo y Alloza (2004) y Zamora y Pugnaire (2001), que abordan el tema desde una perspectiva multidisciplinar. Si bien todavía es necesario avanzar en los efectos que la gestión del bosque mediterráneo tiene sobre la diversidad biológica (Torras y Saura, 2008), trabajos de investigación ya realizados apuntan a que las medidas de gestión deberían seguir las siguientes líneas básicas (Zavala *et al.*, 2004):

- Reducir el grado de fragmentación de los sistemas naturales, mediante el establecimiento de corredores que incrementen la conexión de los fragmentos remanentes.
- Incrementar la heterogeneidad de los sistemas haciéndolos más resistentes a plagas e invasiones. En este caso se plantea como esencial el manejo de las zonas ya reforestadas, que suelen mostrar masas monoespecíficas homogéneas.

En el marco de la segunda línea de gestión citada, los tratamientos selvícolas de mejora (p.e. claras, clareos) y de regeneración (p.e. aclareos sucesivos, entresacas) se presentan como herramientas importantes y son un área emergente en la investigación

forestal. Se han realizado estudios para determinar los efectos de este tipo de técnicas en diferentes aspectos de la dinámica del bosque mediterráneo, como la regeneración (Prévosto y Ripert, 2008), la tasa de desfronde (Roig *et al.*, 2005) o la dinámica reproductiva (Verkaik y Espelta, 2005).

Es en este contexto general donde se encuadran los estudios del efecto de los tratamientos selvícolas sobre las variables microclimáticas. Existen precedentes del estudio del microclima forestal en montes mediterráneos (p.e. Porté *et al.*, 2004), pero pocos estudios han abordado a día de hoy el tema desde la óptica de los tratamientos selvícolas (p.e. Rodríguez-Calcerrada *et al.*, 2008), a pesar de que el monitoreo de estas variables es una parte integral de los experimentos en los que intervienen dichos tratamientos. Así, Aussenac (2000) propone como una línea prioritaria en la investigación acerca de la interacción entre la silvicultura y los microclimas el estudio de estos últimos en zonas con elevados déficits hídricos, como la Mediterránea.

## 1.2 EL MICROCLIMA DEL BOSQUE. LA TEMPERATURA Y LA HUMEDAD DEL SUELO

### 1.2.1 Variables microclimáticas

El microclima puede definirse como las condiciones climáticas reales experimentadas por un organismo individual (Kimmins, 2004). Todas las variables que definen un clima, a saber, radiación solar, temperatura de suelo y aire, lluvia, humedad del aire y viento son modificadas por la cubierta forestal, creando un microclima diferente al existente fuera de dicha cubierta (Aussenac, 2000). Es habitual incluir también como variable microclimática la humedad del suelo (Weng *et al.* 2007, Chen *et al.*, 1993).

Los parámetros microclimáticos mencionados son atributos clave para comprender la distribución de las plantas en los bosques así como procesos importantes como la fotosíntesis o el ciclo de nutrientes (Chen *et al.*, 1999). Con el desarrollo creciente de métodos de medida automáticos económicos, es esperable que vaya aumentando el número de estudios que incluyan estas variables a escalas temporales cada vez menores.

Los factores que controlan el microclima de un bosque son jerárquicos. Los factores más generales, como el clima de la región o la topografía del sitio ejercen su influencia en primer lugar. Los factores de escala inferior, como las características del suelo y la vegetación añaden sus efectos subsecuentemente (Weng *et al.*, 2007). Estudiar los efectos de los tratamientos selvícolas sobre el microclima implica por tanto separar y evaluar la importancia relativa de estas influencias.

Los tratamientos selvícolas afectan a las variables microclimáticas en mayor medida por las modificaciones en la cobertura de vegetación, en función de la reducción de LAI (Leaf Area Index) y la abertura de la masa (Aussenac, 2000). Ciertos tratamientos selvícolas pueden alterar también de forma notable las propiedades físicas del suelo, por el uso de maquinaria (p.e Gondard *et al.*, 2003).

El presente estudio se centra de forma específica en el efecto que la cobertura de vegetación tiene sobre dos variables microclimáticas: la temperatura y la humedad del suelo superficial. Estas dos importantes variables de estado se ven influidas por numerosos factores físicos y biológicos. Puede considerarse a la temperatura del suelo como una variable integradora del balance de energía. De igual forma, la humedad del suelo regula el ciclo hidrológico (Rodríguez-Iturbe y Porporato, 2004). Ambas variables influyen a su vez de forma decisiva en el ciclo biogeoquímico de los elementos nutrientes en el suelo.

## 1.2.2 La temperatura del suelo

### 1.2.2.1 El balance de radiación

La temperatura del suelo afecta a los procesos químicos, físicos y biológicos que ocurren en su seno, y a las plantas que crecen en él (Brady y Weil, 2002). Así, la descomposición biológica depende en gran medida de la temperatura del suelo, limitando la tasa a la que los nutrientes están disponibles. Temperaturas muy bajas inhiben la absorción y transporte de agua y nutrientes de las plantas superiores, y temperaturas muy elevadas inhiben procesos microbianos y vegetales. La temperatura del suelo también es importante por su papel regulador en la germinación de las plantas.

En los ecosistemas terrestres la temperatura de un objeto está determinada por su balance de energía (Geiger *et al.*, 1995), es decir, el balance entre la cantidad de energía que llega al cuerpo desde fuentes terrestres o solares y la cantidad de energía que libera el propio cuerpo mediante la radiación de onda larga por el hecho de tener una temperatura superior a  $-273.15^{\circ}\text{C}$ , según indica la ley de Stefan-Boltzmann. Debido a la estrecha relación entre el balance de radiación y la temperatura, las variaciones térmicas desde el punto de vista espacial y temporal siguen un patrón similar a las correspondientes variaciones del balance de radiación.

De la radiación que llega al exterior de la atmósfera, sólo una pequeña parte llega a la superficie del suelo, en función de, entre otros factores, la nubosidad y el albedo de la superficie. La radiación neta que llega al suelo distribuye su energía de diferentes formas, dependiendo de las condiciones de la superficie. Despreciando los movimientos laterales de calor se puede escribir el siguiente balance energético en la superficie (Jury *et al.*, 1991):

$$R_N = S + J_H + H_v E T$$

donde  $R_N$  es la radiación neta, que incluye la radiación directa de onda corta que incide sobre la superficie, la difusa proveniente de la atmósfera y la radiación de onda larga que emite la atmósfera en función de su temperatura.

$S$  es el flujo de calor sensible o convectivo. Representa el transporte de aire caliente desde la superficie hacia la atmósfera. Puede ser positivo o negativo en función de que la energía fluya del suelo al aire o viceversa. Este transporte de energía incluye la difusión molecular de calor desde la superficie y el intercambio de masa (Geiger *et al.*, 1995).

$J_H$  es el flujo de calor del suelo. Puede ir desde las zonas profundas del suelo hacia la superficie o viceversa. En la figura 1.1 se muestra el diferente sentido del flujo de calor en función del periodo del día. Durante una noche fría, la energía fluirá hacia la superficie y  $J_H$  será positivo, mientras que cuando recibe radiación solar el transporte es a la inversa. Este flujo depende en gran medida de las propiedades físicas del suelo.

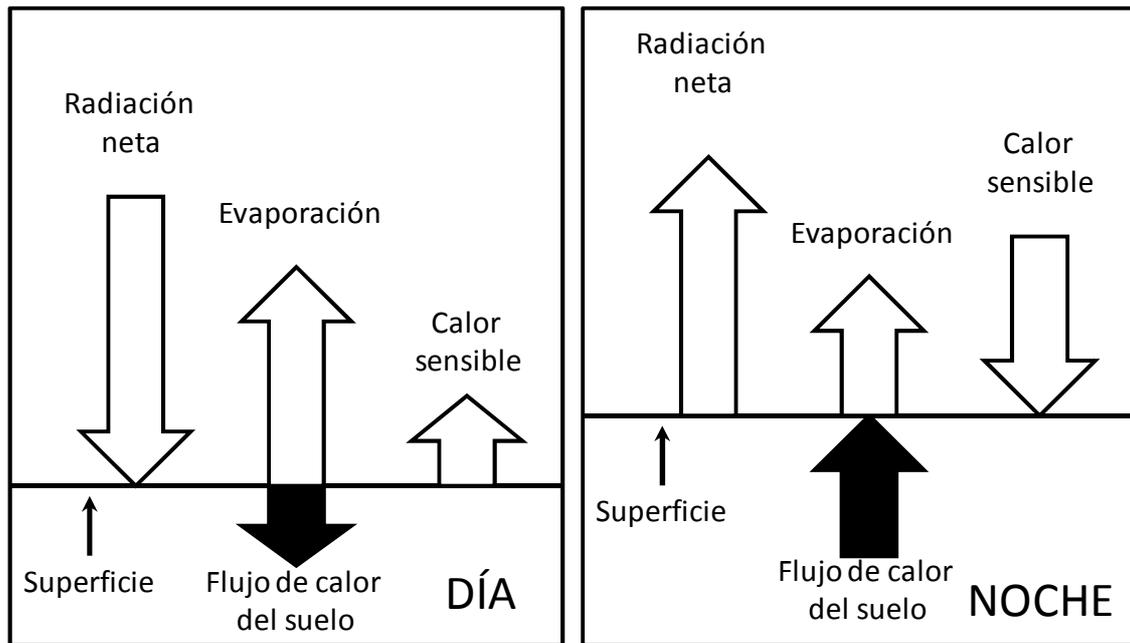


Figura 1.1. Los componentes del balance de energía de la superficie en el periodo diurno (izquierda) y nocturno (derecha). Adaptada de Jury *et al.*, 1991.

$H_v$  ET es el término de calor latente, e incluye la conversión de calor por evaporación y el subsecuente transporte de vapor de agua desde la superficie a la atmósfera. Este recibe el nombre de flujo de calor latente, y está ligado a la evapotranspiración (ET) y al calor latente de vaporización ( $H_v$ ).

Existen varios factores que afectan a la radiación solar que recibe la superficie, y por extensión, a la temperatura del suelo (Brady y Weil, 2002):

- El albedo. Se define como la fracción de la radiación incidente que es reflejada por la superficie. Los suelos de color oscuro (normalmente debido a la presencia de materia orgánica) presentan valores bajos de albedo.
- La exposición solar. El ángulo con el que los rayos del sol inciden sobre la superficie también influencia la temperatura del suelo, porque determinan la superficie sobre la que se reparte el flujo de radiación. El ángulo de incidencia depende de la latitud, la declinación solar, la hora del día, la pendiente y la orientación de la misma.
- La precipitación. La lluvia puede tener un notable efecto sobre la temperatura del suelo. La llegada de precipitación en verano suele enfriar el suelo, mientras que en primavera puede calentarlo.
- La cobertura del suelo. Coberturas de nieve o vegetación afectan a la cantidad de radiación recibida por el suelo. Los suelos desnudos se calientan y enfrían rápidamente en comparación a aquellos que tienen algún tipo de cobertura. De igual forma, la penetración del hielo en invierno es mayor en suelos desnudos.

### 1.2.2.2 El efecto de los tratamientos selvícolas sobre la temperatura del suelo

Como se ha mencionado en el apartado 1.2.1., los tratamientos selvícolas inciden sobre la cobertura de la vegetación. No todos los tipos de vegetación alteran de igual forma el balance energético. En el caso concreto de los bosques, la estructura vertical de la masa tiene un importante efecto sobre dicho balance.

En general, la arquitectura de un bosque suele tener una estructura definida, con una zona de copas densas (dosel) y una zona de troncos, libre de hojas (excepto en los casos donde hay múltiples capas o abundante matorral) (Oke, 1987). Los principales intercambios radiativos en los bosques se hacen en el dosel, siendo la zona de los troncos menos importante. La figura 1.2 muestra las interacciones del dosel arbóreo sobre los balances de la radiación de onda larga y corta.

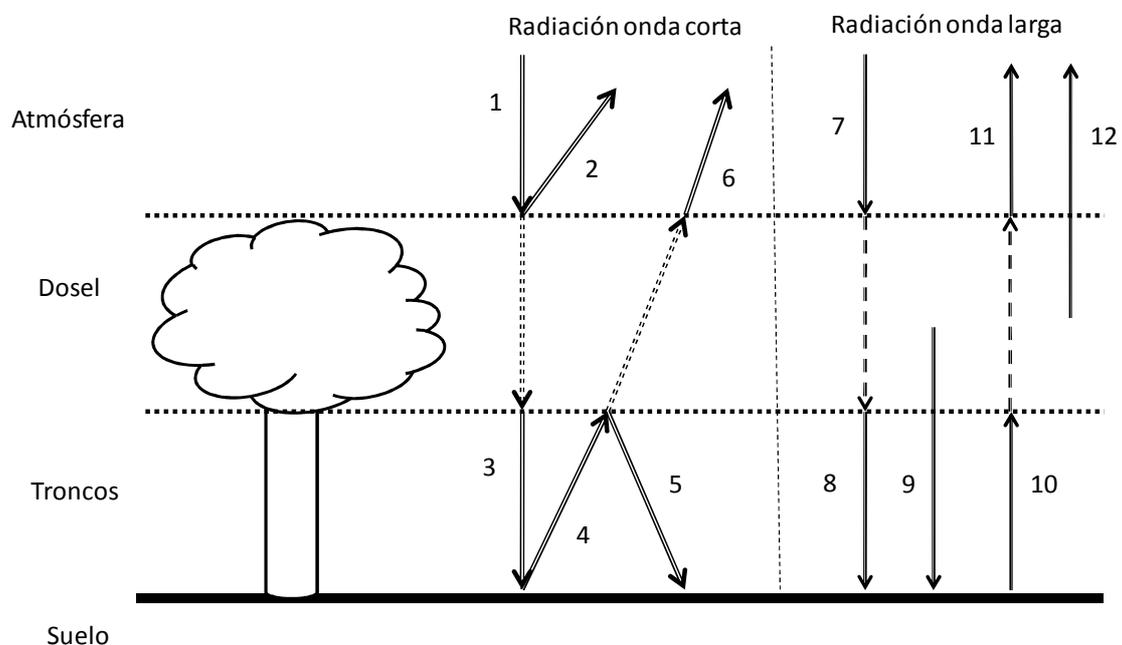


Figura 1.2. El balance de radiación de un bosque. Adaptada de Oke (1987).

La radiación de onda corta que llega a la masa (flujo 1) puede ser reflejada (flujo 2), absorbida o transmitida a través del dosel hasta el suelo (flujo 3). El flujo 2 viene determinado por el albedo de la vegetación, que suele ser bajo, entre 0.05 y 0.25, absorbiendo mayor radiación los bosques de coníferas que los bosques de hoja caduca, praderas o cultivos. La cantidad de radiación transmitida a través del dosel sigue una función exponencial en función del área foliar con la forma de la ley de Beer (Oke, 1987):

$$C_{(z)} = C_0 e^{-aA(z)}$$

donde  $C_{(z)}$  es la radiación de onda corta en el nivel  $z$ ,  $C_0$  es la radiación de onda corta que se recibe sobre el dosel (flujo 1),  $a$  se relaciona con la extinción por el dosel, y  $A_{(z)}$  es el área foliar acumulada desde la zona superior del dosel hasta la altura  $z$ . La cantidad de radiación de onda corta que llega al suelo depende de la altura y densidad del dosel y el ángulo de incidencia de la radiación, pero en general menos del 20% de la radiación del flujo 1 alcanza el suelo (Oke, 1987).

Parte de la radiación de onda corta que alcanza el suelo es reflejada en función de su propio albedo (flujo 4). De esta radiación, parte es reflejada por debajo del dosel (flujo 5), parte es transmitida por el dosel hasta la atmósfera (flujo 6) y parte es absorbida por el dosel. El balance de la radiación de onda larga del suelo incluye la parte de radiación originaria de la atmósfera que atraviesa el dosel (flujo 8), la radiación emitida por el dosel (flujo 9) y la emitida por el suelo (flujo 10). Estos dos últimos flujos dependen de las temperaturas del dosel y del suelo respectivamente, y de su respectivo coeficiente de emisividad, y se rigen según la ley de Stefan-Boltzmann.

El balance de radiación sobre la superficie no es el mismo para todos los bosques, al depender de factores tales como la edad de la masa, el tipo de árbol, la productividad o la estructura espacial (Geiger *et al.*, 1995). Además de su influencia en el balance de radiación, es importante indicar que la presencia o ausencia de árboles en forma de claros puede alterar el efecto de los vientos sobre la temperatura del aire y del suelo. A medida que el tamaño del claro aumenta, los vientos aumentan su importancia relativa frente al calentamiento por radiación en el transporte del calor (Bonan, 2002).

La consecuencia sobre la temperatura del suelo del diferente balance de energía se manifiesta en la amortiguación de los valores extremos tanto a escala anual como diaria conforme aumenta la densidad de árboles. Por ejemplo, la figura 1.3 muestra cómo las temperaturas mínimas y máximas de la superficie tienden a acentuarse al realizar cortas totales y parciales en las montañas de Montana (E.E.U.U.). Esto se debe por un lado a que la vegetación arbórea intercepta más luz y reduce la que llega al suelo y, por otro, a que se reducen las pérdidas de calor convectivo del suelo durante la noche (figuras 1.1 y 1.2). En general, los suelos bajo cubierta son más cálidos en el invierno y más fríos en el verano que las áreas aclaradas, con diferencias que pueden llegar a ser de 4 a 5°C y llegando a detectarse diferencias a 80-100 cm de profundidad (Aussenac, 2000).

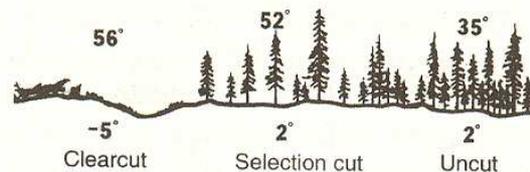


Figura 1.3. Temperatura promedio superficial (°F) en unidades de corta total, parcial y bosque no tratado en las montañas de Montana. Tomada de Fisher y Binkley (2000) con datos de Hungerford (1980).

De todos los tratamientos selvícolas, la corta total es la que tiene el mayor efecto sobre la temperatura del suelo, debido a la alteración del balance de radiación (Kimmins, 2004). En el claro, en ausencia de dosel, la radiación neta absorbida por el suelo es mayor y

más calor es transmitido en profundidad por conducción ( $J_H$  es mayor). Sin embargo, en el bosque mucha de la radiación neta no alcanza el suelo y, además, los mayores valores de transpiración implican mayor flujo de calor latente. El calor latente tiene un valor bajo en los claros, de forma que mucha de la energía absorbida está disponible para aumentar la temperatura del suelo. Aproximadamente el 30% de la radiación neta de un bosque con adecuado suministro hídrico se disipa como calor sensible. Por contra, el calor sensible en un suelo seco y desnudo puede significar el 70% de la radiación neta (Kimmins, 2004).

Con respecto a la investigación realizada sobre el efecto de la cobertura arbórea en la temperatura del suelo, el mismo tema se ha tratado desde diferentes puntos de vista en función de los objetivos. Por ejemplo, se ha estudiado el diferente comportamiento térmico en el límite del bosque (ecotono) (Chen *et al.*, 1993, Redding *et al.*, 2003) y también el efecto del tamaño de los claros (Gray *et al.*, 2002) y diferentes formas (Carlson y Groot, 1997). Deben mencionarse también los estudios específicos sobre las temperaturas mínimas diarias, realizados con el objeto de evitar los efectos nocivos de las heladas nocturnas (Langvall y Löfvenius, 2002, Blennow, 1998). Estudios sobre la intensidad del tratamiento selvícola se han realizado en diferentes medios y especies (p.e. Weng *et al.*, 2007, Prévost, 2008, Valigura y Messina, 1994).

Por último, es interesante reseñar que en la última década han aparecido modelos que incluyen el efecto del grado de cobertura del dosel sobre la dinámica de la temperatura del suelo a escala diaria. Se pueden citar, por ejemplo, los modelos de Kang *et al.* (2000), de Paul *et al.* (2004) y de Bond-Lamberty *et al.* (2005). Estos modelos de carácter empírico/físico tienen en cuenta la densidad de la masa mediante la introducción del LAI como variable de entrada, y son útiles para su incorporación en modelos de descomposición y mineralización de la materia orgánica del suelo y del crecimiento de la vegetación.

## **1.2.3 La humedad del suelo**

### **1.2.3.1 El balance hidrológico**

La cantidad de agua del suelo influencia multitud de procesos, como el crecimiento de las plantas, la aireación del suelo, la temperatura del suelo o su consistencia (McLaren y Cameron, 2002). La humedad del suelo forestal se ve influida por los diferentes flujos que forman el ciclo hidrológico de un bosque, mostrados en la figura 1.4.

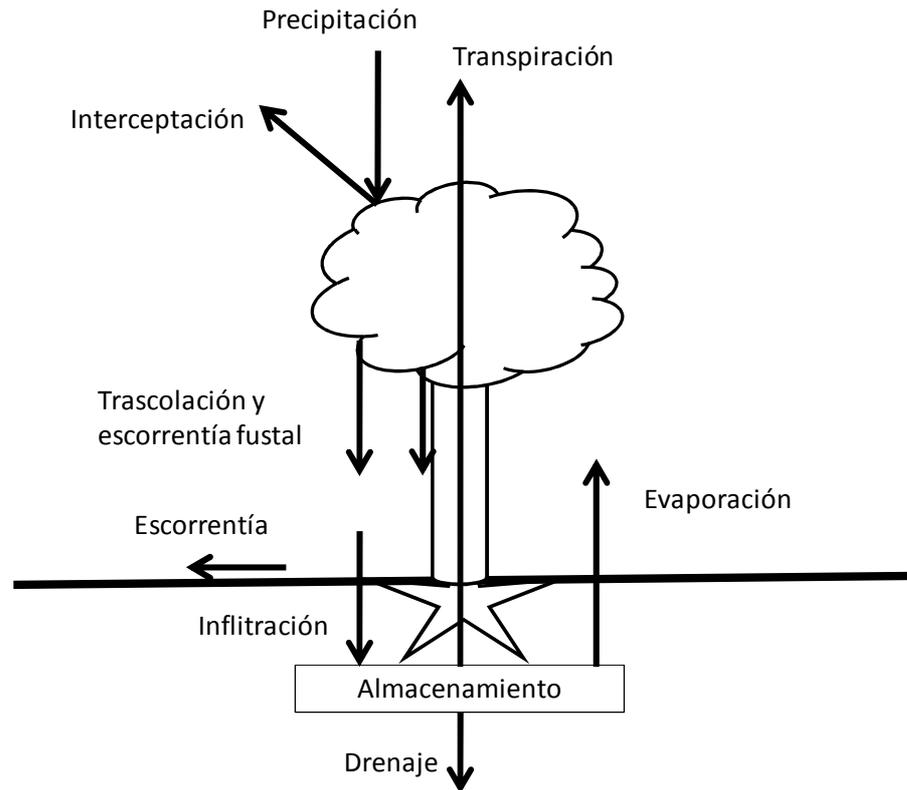


Figura 1.4. El ciclo hidrológico de un bosque. Adaptada de Bonan (2008).

Centrando el análisis en el suelo, puede formularse para un determinado periodo de tiempo y volumen de suelo el siguiente balance (modificado de Jury *et al.*, 1991):

$$P=It+S+ET+D+\Delta w$$

$P$  es la precipitación, que es el principal aporte de agua al suelo y regenera el ciclo.

$It$  es la interceptación. Se subdivide a su vez entre el agua interceptada por las plantas ( $I_c$ ) y la interceptada por la hojarasca del suelo ( $I_L$ ) (Chang, 2006). El agua es temporalmente almacenada en las superficies vegetales de las plantas (hojas, ramas, etc.) y la hojarasca, de forma que no alcanza el suelo mineral al evaporarse rápidamente hacia la atmósfera. El agua que no es interceptada puede alcanzar el suelo vía traslación (a través de las hojas) o escorrentía fustal (a través del tronco).

$S$  es la escorrentía superficial. La escorrentía se genera cuando la capacidad de infiltración de agua del suelo es superada por la intensidad de la lluvia. En función de diferentes factores (intensidad de lluvia, humedad antecedente del suelo y características propias del suelo y vegetación), la lluvia que llega al suelo puede infiltrarse o generar escorrentía.

$ET$  es la evapotranspiración. Una posible vía de regreso del agua que ha alcanzado el suelo a la atmósfera es por evaporación directa desde la superficie. La otra posibilidad es la transpiración, el proceso biológico mediante el cual las plantas liberan a la atmósfera el agua que ha sido captada previamente por las raíces en el suelo. Las pérdidas de agua en un

volumen de suelo por evaporación y transpiración son difíciles de distinguir, y por ello suele emplearse el concepto combinado de evapotranspiración, acuñado por Thornwhite (1948).

$D$  son las pérdidas por percolación profunda o drenaje. Debido a las fuerzas gravitatorias, parte del agua atraviesa la zona de influencia de las raíces y escapa del volumen considerado al moverse hacia capas más profundas.

$\Delta w$  son los cambios de agua almacenada en el perfil de suelo.

### 1.2.3.2 El efecto de los tratamientos selvícolas sobre la humedad del suelo

Los tratamientos selvícolas cambian el balance hidrológico del suelo mediante la alteración de la vegetación. La vegetación arbórea incide de forma directa en algunos componentes del balance, como la interceptación, la evapotranspiración y la generación de escorrentía:

- **Interceptación.** Aproximadamente entre el 10 y el 25% de la precipitación anual se pierde por interceptación. No obstante, este valor es muy variable, dependiendo de las condiciones climáticas y de la vegetación. Normalmente la interceptación se expresa como (Chang, 2006):

$$I_c = a + b P$$

donde  $a$  y  $b$  son coeficientes de regresión y  $P$  es la precipitación. El parámetro  $a$  se asocia a la capacidad de almacenamiento de la vegetación, mientras que  $b$  es la tasa de evaporación media en el agua interceptada durante la precipitación. La interceptación del litter es menor que la de la vegetación. Generalmente su valor se encuentra entre el 1 y el 5% de la precipitación anual (Chang, 2006).

- **Evapotranspiración.** La evapotranspiración es una variable que engloba dos procesos que siguen vías muy diferentes (Daly y Porporato, 2005), mientras la evaporación está controlada por factores abióticos, la transpiración depende de la absorción radicular, la arquitectura de la planta y el control estomático. Su medida directa es complicada, y por ello suelen emplearse medidas indirectas o modelos empíricos o teóricos para sus estimaciones. Uno de los modelos más empleados para estimar la evapotranspiración es la ecuación de Penman-Monteith (Monteith, 1985), que se deriva de la combinación de la ecuación del balance energético junto a fórmulas aerodinámicas que describen el transporte turbulento de vapor de agua y calor a la atmósfera e incorpora parámetros de resistencia de cobertura vegetal.

El proceso de evaporación es importante en los 20cm superficiales de suelo, y se encuentra limitado por la propia humedad del suelo, y no tanto por factores atmosféricos (Chang, 2006). La transpiración, por el contrario, abarca profundidades mayores, en función de la exploración de las raíces. Las raíces de los árboles absorben grandes cantidades de agua para compensar las pérdidas por transpiración. Estas

pérdidas, en condiciones favorables, pueden llegar a ser del orden de  $6 \text{ mm día}^{-1}$  durante el verano (Fisher y Binkley, 2000).

- **Generación de escorrentía.** La influencia de la cobertura vegetal sobre la partición entre agua infiltrada y escurrida no es tan grande como la ejercida sobre la interceptación y la evapotranspiración, ya que es también muy dependiente de las características físicas del suelo. No obstante, generalmente la presencia de vegetación forestal aumenta la tasa de infiltración de los suelos y por lo tanto reduce la escorrentía. El mayor contenido en materia orgánica de los suelos forestales, así como la presencia de antiguos canales de raíces y la capa de hojarasca facilitan la retención e infiltración del agua (Fisher y Binkley, 2000). La consecuencia es que la infiltración con cobertura boscosa puede ser varias veces mayor que sobre el suelo desnudo.

La manipulación de la vegetación al realizar un tratamiento selvícola implica importantes modificaciones en el ciclo hidrológico del área tratada. La eliminación de árboles reduce la interceptación y elimina la redistribución del dosel. Reduce la transpiración, pero incrementa la evaporación. El movimiento del agua en el suelo puede ser afectado si se han modificado las tasas de infiltración y la conductividad hidráulica del suelo (Kimmins, 2004).

Los efectos de la intensidad de los tratamientos selvícolas sobre el ciclo hidrológico han sido estudiados mediante la metodología de las cuencas pareadas, con el objeto de incrementar los recursos hídricos. Se sabe que el incremento en agua a la salida de una cuenca producido por las cortas parciales es menor que el producido por las cortas totales, y que depende de la intensidad y la distribución de las cortas (Chang, 2006). El aumento del dosel repercute en un menor aporte al régimen fluvial en muchos experimentos que cubren una gran variedad de precipitaciones y tipos de vegetación (Jackson *et al.*, 2005).

Estos resultados están relacionados con los obtenidos en estudios específicos de evaluación del efecto de los tratamientos selvícolas sobre el agua disponible en el suelo. La gran mayoría de ellos muestran que la eliminación selectiva de la vegetación se traduce en un incremento del agua disponible (Aussenac, 2000). A pesar de estos resultados generales, como indican Rodríguez-Calcerrada *et al.* (2008) en los medios mediterráneos la relación entre el área basal del bosque y la humedad del suelo no es lineal (debido a la interrelación entre la evapotranspiración y la interceptación), y deben realizarse más estudios para identificar la densidad de cobertura que maximiza la humedad del suelo y la luz.

## 1.3 APLICACIÓN DEL ANÁLISIS DE SERIES TEMPORALES EN EL ESTUDIO DE LA SELVICULTURA Y EL MICROCLIMA

### 1.3.1 El análisis de series temporales como herramienta en la selvicultura y el microclima

Según Guan *et al.* (2006) analizar los datos microclimáticos en un experimento de aclareo tiene dos objetivos:

- Comparar los efectos de diferentes tipos de aclareo (intensidades) en el microclima.
- Identificar tendencias temporales en las variables microclimáticas importantes. Este aspecto requiere una aproximación de series temporales y/o de regresión.

La mayor parte de estudios realizados sobre el efecto en el microclima de la densidad de la masa se han centrado en el primer objetivo, proporcionando medias aritméticas y errores estándar de las variables microclimáticas medidas a diferentes escalas. Respecto al segundo objetivo, pocos estudios han intentado estudiar las tendencias temporales de estas variables. Guan *et al.* (2006) emplean para ello como técnica de análisis un ANCOVA no paramétrico.

Siguiendo la línea abierta por Guan *et al.* (2006), en el presente trabajo se ha optado por emplear el enfoque del *análisis de series temporales* para estudiar las variables temperatura y humedad de suelo. No se conoce por parte del autor precedentes de su empleo en estudios sobre el efecto de los tratamientos selvícolas en el microclima forestal. No obstante, el interés de la aplicación del análisis de series temporales se hace patente al tener en cuenta sus objetivos, resumidos por Peña *et al.* (2001) en:

- Comprender la dinámica o estructura temporal de las observaciones de las series aisladas (análisis univariado)
- Establecer las relaciones de importancia, decalaje y retroalimentación entre diferentes series (análisis multivariado)

Una serie temporal es una secuencia de observaciones tomadas en intervalos regulares de tiempo (Peña *et al.*, 2001). Los datos de monitorización aportados por las modernas estaciones de medida meteorológicas presentan este formato. Una característica propia de este tipo de datos es que las observaciones adyacentes suelen ser dependientes y presentar autocorrelación (Box *et al.*, 2008). Es decir, no sólo aportan información los valores de la variable, sino el orden en que están dados. La existencia de esta estructura de dependencia temporal impide la aplicación de las técnicas estadísticas comunes. Técnicas como el análisis de la varianza (ANOVA) o la regresión múltiple no deben ser aplicadas de forma generalizada en series temporales, ya que suele incumplirse la condición de independencia entre medidas.

Una importante familia de modelos de series temporales son los modelos ARIMA (AutoRegressive Integrated Moving Average). Estos modelos probabilísticos fueron

estructurados y popularizados junto a los modelos de función de transferencia por Box y Jenkins (1970) y por esta razón es muy común también la denominación de *modelos Box-Jenkins*.

Los modelos de Box-Jenkins han sido desarrollados para su uso en predicción de series no estacionarias. La idea subyacente en estos modelos es la predicción de valores futuros en función del comportamiento pasado de la variable. Han demostrado ser particularmente útiles en econometría, área donde han experimentado una gran expansión. También han sido empleados en hidrología, meteorología o geología.

El empleo de las técnicas de Box-Jenkins es apto para el estudio de los datos microclimáticos obtenidos por métodos automatizados, y presenta las siguientes ventajas:

- Es una metodología flexible, capaz de reproducir la mayoría de series temporales que aparecen en la naturaleza
- Es un método estadístico robusto, que supera las limitaciones de los métodos tradicionales
- Permite identificar la estructura de dependencia temporal de una variable
- Permite identificar la relación dinámica entre varias variables
- El resultado es un modelo de predicción que puede ser empleado tanto para simular escenarios futuros como para completar lagunas de datos.
- Pese a ser de carácter empírico, su interpretación física es más sencilla que la de otras técnicas alternativas (p.e. redes neuronales).

No obstante, y teniendo en cuenta las condiciones y objetivos de su empleo en microclimatología forestal, existen los siguientes inconvenientes:

- Se recomienda disponer como mínimo de series de 50 datos continuos. Esto puede suponer un problema cuando existan lagunas de datos recurrentes.
- Las técnicas han sido desarrolladas con el objetivo de simulación y predicción, y secundariamente para la comparación.

### **1.3.2 Antecedentes en el análisis de series temporales de temperatura y humedad de suelo**

Los modelos estadísticos de análisis de series temporales, como se ha mencionado, han experimentado un gran desarrollo en ciertos campos de la ciencia como la hidrología o la econometría. En ciencia del suelo, por el contrario, no es una herramienta tan extendida como en las otras áreas de conocimiento citadas. En los estudios de variables edáficas se ha asumido tradicionalmente que las observaciones de campo son independientes e idénticamente distribuidas (Nielsen y Alemi, 1989). Citando a Nielsen y Wendroth (2003) en ciencia del suelo *"los experimentos se diseñan para responder a la pregunta: ¿Causa el tratamiento una perturbación significativa en la media estimada?"*. Con este enfoque tradicional, los diseños experimentales tratan de minimizar la variabilidad espaciotemporal en el suelo, entendida como un inconveniente a la hora de aplicar las técnicas estadísticas.

No obstante, y a pesar de lo expuesto, las técnicas de series temporales se vienen aplicando en la ciencia del suelo desde hace más de dos décadas (Wendroth y Nielsen, 2002). Por ejemplo, se han empleado para analizar las relaciones entre variables edáficas (tanto físicas como químicas) obtenidas a lo largo de transectos lineales. Debe tenerse en cuenta que el análisis de series temporales está limitado al estudio de una sola dimensión, a diferencia de la geoestadística, que permite análisis tridimensionales. En Nielsen y Wendroth (2003) pueden encontrarse numerosos ejemplos de la aplicación de técnicas de análisis de series temporales al estudio de la variabilidad espacial en el suelo.

Respecto al estudio de la variabilidad temporal, en física de suelos su desarrollo ha estado ligado a la disponibilidad de datos y a la escala de éstos. En el caso de la temperatura del suelo, existen estudios de la aplicación de estas técnicas a escala diaria ya en la década de 1980, con los trabajos en la materia de Persaud y Chang (1983, 1984). En estos trabajos se comprobó la validez de las técnicas de análisis de Fourier y los modelos ARIMA para modelar y simular el comportamiento estocástico de la temperatura del suelo junto con la ecuación de conducción de calor (Persaud y Chang, 1984). Se evaluó también, con resultados positivos, la utilidad de la aplicación de las técnicas de espectro cruzado y función de transferencia para desarrollar un modelo de transferencia entre la temperatura del suelo y la temperatura del aire (Persaud y Chang, 1983).

También se han empleado estas técnicas a escala horaria. Por ejemplo, Usowicz (1991a, 1991b) evaluó el empleo de modelos ARIMA para describir la dinámica horaria de la temperatura de suelo, obteniendo buenos resultados en el ajuste y la predicción. En un estudio reciente, la aplicación de técnicas de análisis de series temporales se ha mostrado útil para el estudio del límite máximo de altitud de los árboles o *treeline* (Gehrig-fasel *et al.*, 2008).

En el caso de la humedad del suelo el empleo de modelos probabilísticos está más extendido que en la temperatura, debido a que la tasa de infiltración de la lluvia introduce un componente estocástico en la dinámica de esta variable (Rodríguez-Iturbe y Porporato, 2004). Empleando modelos de Box-Jenkins, Yu y Cruise (1982) estudiaron la estructura interna del proceso dinámico de la humedad del suelo a escala diaria en un bosque de Carolina del Sur, concluyendo que existía una elevada correlación entre los residuos del modelo y la precipitación. Nash *et al.* (1991) emplean autocorrelaciones y correlaciones cruzadas para examinar las relaciones entre el contenido de agua del suelo medido cada 15 días y la lluvia en un transecto de 2.7 km en Nuevo México.

Un importante avance en la materia es el aportado por Parlange *et al.* (1992), donde se relaciona la modelación del agua del suelo a escala diaria mediante técnicas ARIMA (un proceso Markoviano), con el balance hidrológico y la ecuación de transporte. En este trabajo se demuestra que es posible obtener una interpretación física a partir de los modelos de series temporales aplicados al agua del suelo, que son de base estadística.

Otro ejemplo de aplicación de estas técnicas en humedad de suelo es el aportado por Wu *et al.* (1997), que modelaron el comportamiento del agua del suelo a diferentes profundidades, y obtuvieron un modelo de función de transferencia para su predicción a varias profundidades a partir del contenido de agua del suelo superficial.

Ya más recientemente han aparecido trabajos con aplicaciones prácticas del análisis de series temporales de humedad de suelo. Por ejemplo, la técnica del análisis de Fourier ha sido empleada por Oliveira (2001) para la modelación del agua del suelo en viñedos, y Kim y Kim (2007) han empleado modelos ARIMA para analizar la distribución espacial de la variación temporal de la humedad del suelo. En éste último trabajo se evalúan los cambios en la estructura estocástica de las series de humedad de suelo a lo largo de una pendiente. Ramírez-Beltrán *et al.* (2008) aplican un modelo de función de transferencia entre la humedad del suelo y la precipitación, que acoplado a un modelo de redes neuronales para la variación espacial permite estimar la humedad del suelo a diferentes profundidades para toda la isla de Puerto Rico.

Las técnicas de series temporales revisadas en este apartado permiten analizar los procesos de variación inherentes a los ecosistemas naturales de forma más versátil que las técnicas habituales basadas en la comparación de las medias poblacionales, si bien ambos tipos de técnicas son analíticas y no sustituyen el conocimiento acerca de los procesos físicos o biogeoquímicos (Nielsen y Wendroth, 2003). Como se ha mostrado, las técnicas de análisis de series temporales son aplicables en áreas diversas dentro de la física del suelo. En este trabajo se pretende evaluar su aplicación para el estudio de la relación entre la cobertura vegetal y la dinámica de la temperatura y la humedad del suelo.

## 2. OBJETIVOS

---

El objetivo principal del presente trabajo es comparar la influencia de tratamientos selvícolas de regeneración de diferente intensidad sobre la temperatura y la humedad superficiales de un suelo con elevada pedregosidad en un bosque de pino carrasco (*Pinus halepensis* Mill.) representativo de la cobertura forestal de la Comunidad Valenciana.

Para lograr este objetivo principal se definen los siguientes objetivos secundarios:

- Evaluar la aplicabilidad de las técnicas de análisis de series temporales para su empleo en estudios microclimáticos forestales.
- Identificar la estructura temporal a escala diaria de la temperatura y la humedad del suelo superficial en condiciones mediterráneas, así como el efecto de los tratamientos selvícolas sobre los componentes de dicha estructura.
- Obtener modelos estadísticos robustos con posibles aplicaciones para la predicción (p.e. relleno de lagunas de datos).
- Establecer una metodología para el empleo de sondas capacitivas en suelos forestales pedregosos.



## 3. MATERIAL Y MÉTODOS

### 3.1 DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

#### 3.1.1 Localización

El área de estudio se localiza en el noroeste de la provincia de Valencia, en los términos municipales de Tuéjar y Chelva (figura 3.1), en las inmediaciones del alto de la Montalbana ( $39^{\circ}49'26.00''N$ ;  $1^{\circ}05'47.01''O$ ), de 960 m de altitud. Los montes de Tuéjar y Chelva forman parte de las estribaciones secundarias de la cordillera Ibérica, que penetra en la provincia de Valencia a través de las de Cuenca y Teruel.

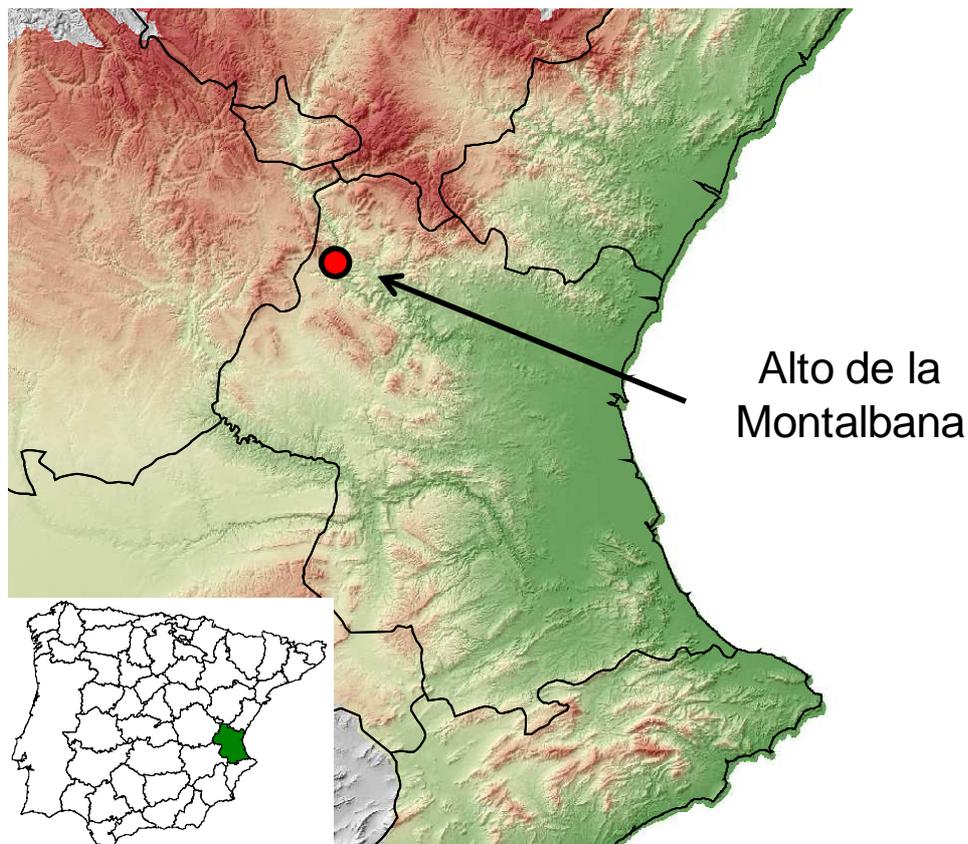


Figura 3.1. Localización del área de estudio en la provincia de Valencia.

### 3.1.2 Clima

Los datos climáticos del área de estudio se han obtenido a partir de las estaciones termopluviométricas de Tuéjar y Chelva, proporcionados por la Agencia Estatal de Meteorología. Según los criterios de delimitación de los pisos bioclimáticos de Rivas Martínez (1987), la zona se encuentra en la región mediterránea, piso mesomediterráneo, horizonte medio-superior con un ombroclima seco. Según la clasificación FAO-UNESCO, el clima es monoxérico mesomediterráneo atenuado.

La precipitación media anual para las estaciones meteorológicas más cercanas es de 441 mm en el caso del observatorio de Tuéjar y 426 mm la del observatorio de Chelva. El valor promedio de precipitación anual del periodo 2007-2009 registrado en las parcelas del alto de la Montalbana es de 574 mm. Los meses más lluviosos suelen ser Septiembre-Octubre y Abril-Mayo, con precipitaciones medias que pueden superar los 50 mm (tabla 3.1). Los meses más secos son Julio y Enero.

Tabla 3.1. Precipitación media mensual (mm) de las estaciones de Tuéjar (Tu) y Chelva (Ch) para el periodo 1970-2003 y en las parcelas del alto de la Montalbana (Mn) en el periodo 2007-2009.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
<b>Tu</b>	25.5	27.7	24.8	44.1	46	32.9	13.7	28.2	40.9	50.2	38	36.1	441
<b>Ch</b>	25.7	23.4	24.8	42.1	48	37.3	15.2	24.6	48.3	50.1	46	41.2	426
<b>Mn</b>	23	28.7	39	95	72.3	33	0.3	41.7	65	78.3	23	75.3	574

El régimen térmico de la zona muestra una tendencia continental, con una temperatura media anual de 15.3 °C en Tuéjar y 15.9 °C en Chelva. La temperatura media de los meses cálidos (Julio y Agosto) ronda los 24°C, mientras que en los meses fríos (Diciembre y Enero) se sitúa en torno a los 8°C (tabla 3.2). Tanto la distribución de las precipitaciones como el patrón de las temperaturas definen el periodo de sequía estival característico del clima Mediterráneo.

Tabla 3.2. Datos mensuales de temperatura de las estaciones de Tuéjar y Chelva para el periodo 1982-2003 en Chelva y 1994-2003 en Tuéjar.  $t_m$  es la temperatura media mensual,  $T$  es la media de las máximas,  $t$  es la media de las mínimas,  $T'a$  es la máxima absoluta mensual y  $t'a$  es la mínima absoluta mensual.

		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
<b>Tuéjar</b>	$t_m$	7.5	9.4	12.0	13.3	16.7	21.8	24.0	24.2	20.0	16.0	10.9	8.0
	$T$	12.5	15.7	18.6	19.9	23.3	29.3	31.7	31.7	26.3	21.7	16.1	13.2
	$t$	2.5	3.0	5.4	6.6	10.1	14.2	16.3	16.8	13.7	10.2	5.7	2.9
	$T'a$	16.2	18.0	21.4	22.4	26.5	28.8	30.4	29.8	26.6	23.6	19.4	16.8
	$t'a$	-2.1	-1.8	0.2	1.2	4.2	8.0	10.1	10.8	7.4	4.6	0.0	-1.9
<b>Chelva</b>	$t_m$	8.6	9.8	12.2	13.6	17.0	21.9	24.9	24.8	21.1	16.4	11.9	8.9
	$T$	12.5	15.0	17.9	19.5	23.0	28.5	31.8	31.5	27.3	21.9	16.4	13.6
	$t$	3.8	4.7	6.4	7.8	11.0	15.2	17.9	18.1	15.3	11.6	7.8	5.1
	$T'a$	20.1	22.6	25.9	27.4	30.1	34.7	37.8	37.2	32.0	26.8	23.5	20.6
	$t'a$	-1.5	-1.0	1.3	2.6	5.8	10.8	14.1	14.4	10.5	6.1	1.7	-0.3

### 3.1.3 Geología y edafología

Las parcelas se encuentran situadas en la parte sudoriental de la Cordillera Ibérica, cuyas direcciones NO-SE predominan en los elementos estructurales de la zona. Los materiales geológicos que cubren el área del monte de Tuejar corresponden en su mayoría al jurásico, aunque también aparecen sedimentos triásicos y relieves cretácicos.

La dispersión tectónica de las formaciones existentes en la zona de estudio resulta extraordinariamente compleja por la presencia de una estructuración violenta de las directrices ibéricas (NO-SE) con pliegues volcados y fallas cabalgantes convergencia al SO, modificados por fenómenos orogénicos más recientes que han producido pliegues y accidentes de dirección NE. La zona donde se ubican las parcelas se articula mediante una falla cabalgante con una nueva estructura regional, el sinclinal de la Atalaya, muy agudo y con el flanco norte subvertical volcado. El gran sinclinal, de extensión regional, se torna muy agudo al penetrar en esta Hoja y la cruza en dirección SE-NO.

Los suelos que predominan en la zona son Regosoles, Cambisoles, Calcisoles y Kastanozems. Las parcelas experimentales se encuentran sobre Regosoles (suelos poco desarrollados que proceden de materiales no consolidados) situados sobre rocas calcáreas y margas. La profundidad del suelo se sitúa en el entorno de 30-40 cm con porcentajes de elementos gruesos del 50-60% (incluyendo material vegetal). El PH del suelo tiene un valor aproximado de 7.8, y las texturas varían en función de la réplica (véase punto 3.2.1), siendo entre franco arcillosas y franco arcillo limosas para Tuéjar Derecha y Tuéjar Izquierda, y franco arenosa para Chelva. La materia orgánica se encuentra entre el 3.1 y 5.4 %. Los carbonatos tienen un valor del 25% y la CIC se encuentra entre 25 – 50  $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ .

### 3.1.4 Vegetación

Según los criterios de la tipología biogeográfica elaborada para la Península Ibérica por Rivas-Martínez (1987), la zona de estudio se encuadra biogeográficamente en el sector Maestracense de la provincia Castellano-Maestrazgo-Manchega.

La zona está ocupada por una masa densa de *Pinus halepensis*, predominando en el sotobosque los grandes arbustos (*Quercus coccifera*, *Juniperus oxycedrus*, *Juniperus phoenicea*). Todos ellos son indicadores de la asociación *Rhamno lycioidis-Quercetum cocciferae*. Esta asociación, comunidad potencial en zonas semiáridas, también corresponde a la primera etapa de regresión de la serie *Bupleuro rigidi-Querceto rotundifoliae sigmetum*. Hay abundante presencia de indicadores de suelos calcáreos, tales como *Cistus clusii* o *Erinacea anthyllis*.

## 3.2 DISEÑO EXPERIMENTAL

### 3.2.1 Tratamientos selvícolas

En el año 1998 bajo el *Programa de I+D en relación con la Restauración de la Cubierta Vegetal y otros aspectos de la Investigación Forestal* (segunda fase; CEAM, 1998), con el objeto de monitorizar la regeneración de un pinar de carrasco y la evolución de algunas encinas que permanecían latentes bajo su cubierta, se diseñó un experimento de tratamientos selvícolas en el monte de Tuéjar y Chelva. Las condiciones del proyecto supusieron establecer los ensayos sobre una masa en espesura que impidiera el desarrollo del estrato arbustivo, en tramos no alterados desde la ordenación del monte. Los tratamientos selvícolas se aplicaron en 1998 sobre un pinar adulto cercano al final del turno con espesura completa, con Fracción de Cubierta FCC > 80% y densidad de 900 pies ha<sup>-1</sup>. Se buscaron zonas de baja pendiente (<5%) y de orientación similar.

El diseño incluye tratamientos con *criterio de aclareo sucesivo uniforme* (ASU) en dos intensidades que se prescriben para dejar una FCC del 20% en la fuerte (ASUF) y del 40% en la débil (ASUD). No se realizaron cortas preparatorias en estas parcelas, efectuándose directamente las cortas diseminatorias. Los otros tratamientos son cortas limitadas de todos los árboles que semejan un tratamiento *de entresaca por bosquetes*, en el que se varía el tamaño para reproducir diferentes grados de sombra según un gradiente N-S.

Tabla 3.3. Tipo de tratamiento, dimensión, características y número de parcelas señaladas. h= altura dominante de referencia tomada como 15 metros (modificada de Galiana *et al.*, 2001).

Tratamiento	Dimensión	Características	Nº parcelas/ réplica
Criterio de aclareo sucesivo uniforme	45x45 m <sup>2</sup>	Variación de intensidades	2
Entresaca por bosquetes	h x h, 2h x 2h, 3h x 3h	Variación de tamaños	4 (una de 2h y 3h, dos de h)
Control	parcela 30x30 m <sup>2</sup>	Comparación sin tratamiento	1

La tabla 3.3 muestra las características principales de las parcelas. Éstas son de diferentes tamaños según el tratamiento empleado y de forma cuadrada, lo que facilita su replanteo y la toma de datos, así como el establecimiento de una orientación N-S clara. Las parcelas se organizan en tres réplicas distintas con siete parcelas cada una. Las réplicas se han denominado CHELVA (CH), TUÉJAR IZQUIERDA (TI) y TUÉJAR DERECHA (TD). Como se observa en la figura 3.2, las réplicas TD y TI se encuentran a ambos lados de un cortafuegos. La réplica CHELVA se localiza a una distancia aproximada de 3 Km de los otros dos bloques.

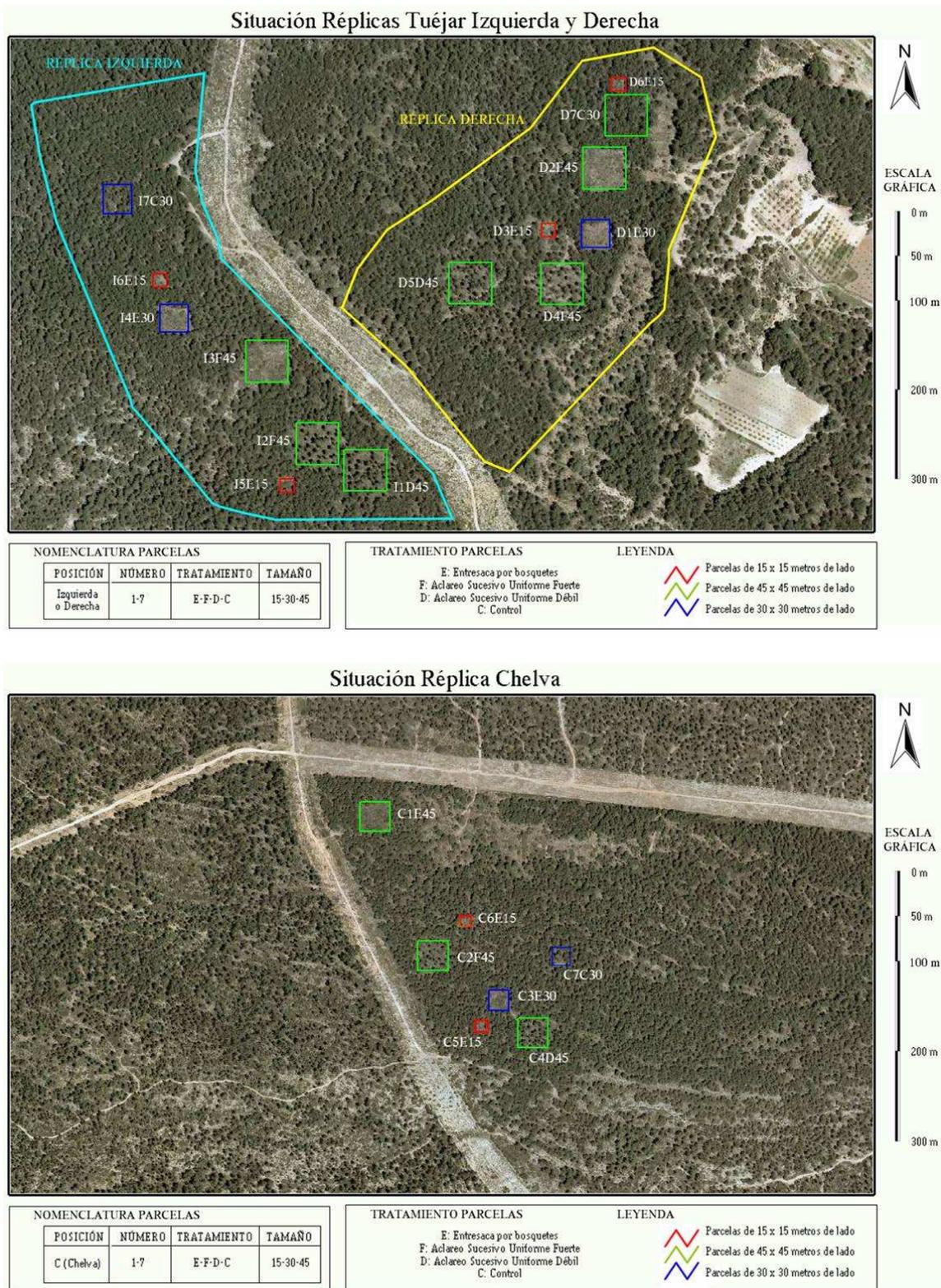


Figura 3.2. Parcelas experimentales de los bloques TI y TD (superior) y CHELVA (inferior).

El presente trabajo se realiza en la réplica TI, exceptuando las parcelas de entresaca por bosquetes de 15m X 15m y de 30m X 30m. De esta forma, el estudio se limita a las siguientes cuatro parcelas:

- Parcela control de 30mX30m (en adelante CONTROL)
- Parcela sometida a aclareo sucesivo uniforme de intensidad débil de 45mX45m (en adelante ASUD)
- Parcela sometida a aclareo sucesivo uniforme de intensidad fuerte de 45m X 45m (en adelante ASUF)
- Parcela sometida a entresaca por bosquetes de 45mX45 m (en adelante BOSQUETE)

Los tratamientos se realizaron en 1998, y se ha producido regeneración de la vegetación desde entonces. En la tabla 3.4 se muestran los datos dasométricos disponibles más recientes en las parcelas de este trabajo y las figuras 3.3 y 3.4 muestran el estado actual de las parcelas BOSQUETE y ASUD respectivamente.

Tabla 3.4. Datos dasométricos de las parcelas de la réplica de Tuéjar Izquierda (modificado de González *et al.*, 2005).

	ASUF	ASUD	CONTROL
Densidad (pies·ha <sup>-1</sup> )	207	286	833
Relación de espaciamiento de Hart-Becking (%)	58.7	47.7	28.1
Índice de Czarnowski (cm)	3	4	7
Área basimétrica (m <sup>2</sup> ·ha <sup>-1</sup> )	12.0	15.2	30.4
Árbol de área basimétrica media (m <sup>2</sup> )	0.058	0.053	0.037
Diámetro del árbol de área basimétrica media (cm)	27.2	26.0	21.6
Altura media (m)	12.1	12.2	9.1
Altura dominante (m)	12.7	13.3	13.3



Figura 3.3. Estado de la parcela BOSQUETE en abril del 2010.



Figura 3.4. Estado de la parcela ASUD en abril del 2010.

### 3.2.1.1 Trabajos previos en la zona de estudio

En las parcelas de experimentación de Tuéjar y Chelva se llevan realizando trabajos de investigación sobre los efectos de los tratamientos selvícolas desde que éstos se realizaron en 1998. Estos trabajos incluyen estudios sobre regeneración de la vegetación (González *et al.*, 2005, Escrig *et al.*, 2005), sobre la radiación solar (Soria *et al.*, 2005, Galiana *et al.*, 2001), sobre la temperatura y la humedad del suelo (Lidón *et al.*, 2008, Lado *et al.*, 2009), sobre características edafológicas (Yécora, 2008) y se han estimado las pérdidas de suelo por erosión (Lull, 2009).

En la actualidad se están realizando estudios sobre el grado de incidencia de los tratamientos selvícolas sobre los parámetros biológicos del suelo, así como el efecto sobre los ciclos biogeoquímicos del bosque.

## 3.2.2 Temperatura y humedad del suelo

### 3.2.2.1 Instrumentación

Con el objeto de estudiar el efecto de los tratamientos selvícolas sobre las tasas de descomposición de la hojarasca (un importante proceso del ciclo biogeoquímico del bosque), en el verano del año 2006 se instalaron sondas de temperatura y humedad de suelo en las parcelas definidas previamente.

En cada una de las cuatro parcelas se seleccionaron tres puntos representativos (P1, P2 y P3), y en cada uno de ellos se instalaron dos sondas de humedad de suelo, a 5 y a 10 cm, y dos sondas de temperatura de suelo a las mismas profundidades. La elección de las profundidades se fundamenta en que la descomposición de la hojarasca se realiza en el horizonte más superficial del suelo. Además de estas sondas, se dispone de un punto por parcela de medidas de precipitación y de temperatura del aire a 1,5 m sobre la superficie. En este trabajo se ha empleado únicamente los valores de precipitación registrados en la parcela BOSQUETE (figura 3.5).



Figura 3.5. Detalle del pluviómetro en campo.

Los datos de las sondas se registran con intervalo horario en un datalogger EM50 (uno por punto), que dispone de 5 canales de conexión y 1 Mb de memoria. Las sondas de temperatura son termistores con un rango de medida de -40 °C a 60 °C. El modelo de sondas de humedad empleado es ECH<sub>2</sub>O-EC20 (Decagon Devices, Pullman, WA) (figura 3.6).



Figura 3.6. Datalogger EM50 (izquierda), sonda de humedad EC-20 (centro) y sonda de temperatura (derecha).

### 3.2.2.2 Fundamento del método de las sondas de humedad

Las sondas ECH2O son sondas de capacitancia, que miden la constante dieléctrica del medio en donde están inmersas. La constante dieléctrica del agua, con un valor de 80, es mucho mayor que la de los otros constituyentes del suelo (4 para los elementos minerales y 1 para el aire). Por esa razón, la constante dieléctrica es útil como medida indirecta de la humedad del suelo.

El fundamento del método consiste en medir el tiempo que tarda en cargarse un condensador que utiliza el suelo como dieléctrico. Aplicado un voltaje inicial conocido, según sea la constante dieléctrica del suelo, se produce una frecuencia, y en función de ésta tardará más o menos tiempo en cargarse dicho condensador hasta un voltaje de salida. El cálculo se realiza como sigue:

$$\frac{1}{k} = \frac{1}{t} \left[ \frac{R A}{S} \ln \left( \frac{V - V_f}{V_i - V_f} \right) \right]$$

donde  $k$  es la constante dieléctrica del medio,  $R$  es la resistencia,  $A$  es el área de las placas,  $S$  es la separación entre las placas,  $t$  es el tiempo de carga del condensador,  $V$  es el voltaje de salida,  $V_i$  es el voltaje inicial y  $V_f$  es el voltaje aplicado. Como  $A$ ,  $S$ ,  $R$  y el ratio de voltajes son valores fijos, la relación entre el tiempo de carga y la conductividad dieléctrica es lineal. Los circuitos internos de la sonda transforman la medida de capacitancia en una salida proporcional en milivoltios (mV). Conocidos los milivoltios de salida, se calcula la humedad

volumétrica a partir de una ecuación empírica que relaciona ambas variables, normalmente de tipo lineal. Cuando la cantidad de agua en el suelo cambia, la sonda medirá un cambio en la capacitancia (debido al cambio en la conductividad) que puede ser directamente correlacionado con dicho cambio en el contenido de agua.

Un aspecto muy importante en la calidad de los datos es el proceso de instalación en campo. Las sondas de capacitancia miden humedad volumétrica, y ello implica que son sensibles a variaciones en la densidad aparente. El proceso recomendado de instalación en superficie es realizar un hueco en el suelo y, con la ayuda de una pala (o un kit especial proporcionado por el fabricante), insertar las sondas de forma horizontal *minimizando la alteración del suelo* (Decagon Devices, 2006). Este método no pudo ser aplicado en las parcelas debido a la elevada pedregosidad del suelo y a la longitud de las sondas. Por ello, en cada punto seleccionado se realizó un hoyo a la profundidad deseada, se colocaron las sondas y se cubrieron con suelo compactándolo con los dedos. Como la instalación se hizo en verano, se humedeció el suelo para optimizar el contacto sonda-suelo (figura 3.7).



Figura 3.7. Detalle de la instalación de las sondas en campo.

### 3.2.2.3 Calibración de sondas de humedad

La ecuación empírica proporcionada por el fabricante que relaciona el voltaje de salida con la humedad del suelo es:

$$\theta_v = 0.000579mV - 0.29$$

donde  $\theta_v$  es la humedad volumétrica ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ) y mV son los milivoltios de salida de la sonda.

La precisión que proporciona esta ecuación es, según el fabricante, del 3 % en suelos de texturas medias y finas, pero en suelos orgánicos, de textura gruesa o suelos con elevada conductividad eléctrica esta precisión baja de forma significativa (Decagon Devices, 2002). En estos últimos casos, así como en aquellas aplicaciones en las que se requiere una precisión mayor, se recomienda realizar una calibración específica por suelo. En este trabajo se ha optado por realizar una calibración específica.

La mayor parte de los trabajos publicados en la bibliografía sobre calibración de las sondas EC-20 son en condiciones de laboratorio (Blonquist *et al.*, 2005; Czarnomski *et al.*, 2005; McMichael y Lascano, 2003). Las calibraciones de campo son más laboriosas (Starr y Paltineanu, 2002), y los resultados menos generalizables que las de laboratorio. No obstante, debido a la elevada pedregosidad del terreno, es interesante realizar también una calibración de campo (Lab-Ferrer, S.L., comunicación personal). En este trabajo se han calibrado los datos de las sondas en laboratorio y en campo.

### **3.2.2.3.1 Calibración de laboratorio**

La calibración de laboratorio se ha hecho mediante la metodología proporcionada por el fabricante (Cobos, 2009), basada a su vez en la definida por Starr y Paltineanu, (2002). El procedimiento es el siguiente:

- 1) Se toma en una zona contigua a las parcelas una muestra de 4 Kg de suelo del mismo horizonte donde están las sondas.
- 2) Se deja secar al aire y se eliminan los elementos gruesos empleando un tamiz de 8mm.
- 3) Se coloca parte del suelo en un contenedor de plástico, hasta llenar aproximadamente un tercio del mismo. Se ha optado por un contenedor de dimensiones 20 x 32 x 15 cm<sup>3</sup> para permitir un radio continuo de al menos 5 cm de suelo alrededor de la sonda. Es importante que el suelo tenga una densidad aparente similar a la de campo, lo que se consigue añadiéndolo en capas y compactando ligeramente con un cilindro de plomo.
- 4) A continuación se coloca la sonda en posición horizontal, y se añade suelo en pequeñas capas y se compacta empleando los dedos. El método estandarizado es compactar alrededor de la sonda 7-8 veces por capa con los dedos índice y corazón. El objetivo es que la sonda quede enterrada en el suelo, que éste tenga una densidad aparente similar a la de campo y además maximizar el contacto sonda-suelo (evitar bolsas de aire).
- 5) Una vez la sonda está enterrada, se añade el resto del suelo compactándolo como en el paso 3.
- 6) Se anota la lectura en mV de la sonda.
- 7) En este punto se recomienda realizar los pasos 3-6 por triplicado cuando el suelo está seco. De esta forma se comprueba el grado de repetibilidad del proceso, ya que la humedad es la misma.
- 8) Se cogen dos muestras inalteradas con una sonda de acero inoxidable de 100,33 cm<sup>3</sup> para obtener la humedad volumétrica en puntos lo más cercanos posible a la sonda. Se anota el peso húmedo (Ph) de cada muestra. Tras 48 horas en estufa a 105°C se

colocan en desecador hasta que se estabilizan y se anota el peso seco ( $P_s$ ). Con estos datos se calcula la humedad volumétrica como:

$$\theta_v = \frac{P_h - P_s}{V_t \rho_w}$$

donde  $\theta_v$  es la humedad volumétrica en  $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ;  $P_h$  y  $P_s$  se expresan en gramos;  $\rho_w=1 \text{ g cm}^{-3}$  es la densidad del agua y  $V_t=100,33 \text{ cm}^3$  es el volumen de la muestra.

- 9) Se retira la sonda y se coloca el suelo en otro recipiente de mezclado.
- 10) Se añaden 200 ml de agua desionizada y se mezcla el suelo hasta que vuelve a ser homogéneo. Se repite todo el proceso (pasos 3, 4, 5, 6, 8 y 9), obteniendo una nueva lectura en mV y dos nuevas muestras de humedad volumétrica.
- 11) Se añaden sucesivamente 200 ml de agua desionizada hasta que el suelo se encuentra próximo a la saturación, de forma que se obtienen 6 puntos de calibrado. Por último se ajusta la ecuación a los datos.

El procedimiento descrito (en adelante, Método 1) proporciona pares de valores mV-humedad volumétrica en distintos grados de humedad mediante la adición gradual de agua hasta alcanzar puntos cercanos a la saturación. Sin embargo, la textura arcillosa del suelo, con alta plasticidad, impide la homogeneización en los puntos húmedos dificultando alcanzar la densidad aparente de campo.

Una vez confirmado que los puntos obtenidos con la calibración estándar de laboratorio seguían una recta, se decidió modificar el método para obtener una medida más precisa en la zona cercana a la saturación. Así, los dos primeros puntos de la recta (suelo seco y suelo ligeramente húmedo) se obtuvieron de forma idéntica a la descrita. A continuación, y sin retirar la sonda, se saturó el suelo por capilaridad, empleando un recipiente con la base perforada. Una vez anotada la lectura de la sonda, se tomaron las muestras de humedad volumétrica siendo cuidadosos en que fuera a la misma profundidad a la que se encontraba la sonda.

Con este procedimiento alternativo (en adelante llamado Método 2) se tiene mayor seguridad de que la densidad aparente es la deseada en todos los puntos, pero tiene el inconveniente de cubrir sólo tres grados de humedad (seco, ligeramente húmedo y saturado). Se realizó este método por duplicado, con dos muestras distintas de suelo.

### **3.2.2.3.2 Calibración de campo**

Con este método se pretende relacionar los voltajes de salida de las sondas (mV) con valores de humedad reales obtenidos en campo. En principio lo más recomendable es que estas medidas sean de humedad volumétrica, de forma similar a la calibración de laboratorio. Sin embargo, la elevada pedregosidad del terreno impide obtener muestras inalteradas en estas parcelas, lo que supone una importante limitación.

El método de excavación (Grossman y Reinsch, 2002) consiste en tomar una muestra de suelo excavando un hoyo, midiéndose el volumen del hueco dejado por la muestra mediante un fluido. Este método es el que presenta la mejor relación entre facilidad y precisión para obtener muestras volumétricas precisas en las condiciones de pedregosidad de este trabajo (Page-Dumroese *et al.*, 1999). No obstante, se trata de un método laborioso si se muestrean horizontes distintos al superficial, y además se toman muestras destructivas de gran tamaño, lo que resulta en un inconveniente dado el elevado número de muestras necesario.

En un trabajo independiente realizado en el departamento se han tomado por este sistema doce muestras en las parcelas. Se han separado los elementos gruesos y se ha determinado su densidad real, obteniéndose un valor constante de  $2,61 \text{ g cm}^{-3}$ . La densidad aparente de la fracción fina se ha obtenido sustrayendo a la densidad aparente real de cada muestra el peso y volumen de elementos gruesos, obteniéndose un valor de densidad aparente de los elementos finos de  $0.85 \pm 0.07 \text{ g cm}^{-3}$ . La densidad real, incluyendo los elementos gruesos de cada muestra es de  $1.26 \pm 0.17 \text{ g cm}^{-3}$ .

Assumiendo como valor constante la densidad aparente de la sección fina y la densidad de los elementos gruesos obtenidas, puede calcularse la densidad aparente total de una muestra si se conoce la masa de elementos gruesos que contiene (Grossman y Reinsch, 2002; Vincent y Chadwick, 1994). Así, la humedad volumétrica de cada muestra se calcula a partir de la humedad gravimétrica, que sí se puede obtener de muestras alteradas y la densidad aparente calculada de la forma descrita. Incluyendo este aspecto, la metodología de calibración de campo empleada ha sido la siguiente:

- 1) Tras apartar el horizonte orgánico se toman muestras alteradas de suelo mineral a 5 y a 10 cm de profundidad en un punto cercano (aprox. 0.5 m) al lugar donde están enterradas las sondas. Estas muestras se conservan en bolsas de plástico herméticas cerradas y en nevera portátil hasta su procesado en laboratorio. El total de muestras en cada fecha es 24 (4 parcelas x 3 puntos x 2 profundidades).
- 2) En el mismo momento en que se cogen las muestras se anota la medida en mV de cada sonda.
- 3) En el laboratorio se saca cada muestra de la bolsa y se pesa inmediatamente obteniéndose el peso húmedo ( $P_h$ ). A continuación se introduce la muestra en estufa a  $105^\circ\text{C}$  durante 48 h. Transcurrido ese tiempo se introduce en desecador hasta que se estabiliza la temperatura y se obtiene el peso en seco ( $P_s$ ).
- 4) Se tamiza a través de 2 mm y se obtiene el peso de elementos gruesos (piedras) de cada muestra ( $P_p$ ).
- 5) Se obtienen los valores de humedad volumétrica mediante la siguiente expresión:

$$\theta_v = \frac{P_h - P_s}{P_s} \left( \frac{P_s}{\left( \frac{P_s - P_p}{\rho_f} \right) + \left( \frac{P_p}{\rho_p} \right)} \right)$$

en donde  $\theta_v$  es la humedad volumétrica en  $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ ;  $P_h$ ,  $P_s$  y  $P_p$  se expresan en g;  $\rho_f=0,85 \text{ g cm}^{-3}$  es la densidad aparente de la fracción fina (<2mm) y  $\rho_p=2,61 \text{ g cm}^{-3}$  es la densidad real de los elementos gruesos.

- 6) Los pasos 1-5 se realizan en diferentes épocas del año tratando de cubrir el máximo rango de estados de humedad del suelo posibles (p.e. saturación, capacidad de campo, marchitez permanente). En este trabajo se hicieron 4 muestreos en total, correspondientes a las fechas 22/4/2009, 27/5/2009, 25/6/2009 y 15/1/2010. Los pares de valores  $mV-\theta_v$  obtenidos pueden ajustarse a una función.

### 3.2.2.4 Tratamiento previo de los datos

Como se ha indicado, los datos se almacenan en los dataloggers a escala horaria. Sin embargo, en los estudios sobre los procesos de descomposición de la materia orgánica la escala habitual de trabajo es la diaria. Por esta razón, y porque los registros horarios generan un volumen de datos muy elevado que aumenta los tiempos de computación, los datos se han pasado a escala diaria.

En el caso de la temperatura se han creado series de temperatura máxima diaria, mínima diaria y promedio diario, obtenida esta última como el promedio de los 24 valores de cada día. En un estudio previo realizado con una parte de estos datos se comprobó que no había diferencias significativas entre tratamientos en las temperaturas mínimas diarias (Lado *et al.*, 2009). Por ello en este trabajo se estudian sólo las temperaturas promedio y las máximas diarias.

En el caso de la humedad, se ha optado por tomar un valor de humedad puntual a una hora determinada del día (las 24h) como valor diario. Este procedimiento está recomendado por el fabricante para evitar los problemas causados por la dependencia de la constante dieléctrica a la temperatura (Cobos y Campbell, 2007). La precipitación se ha obtenido como acumulada cada 24 horas.

La observación de la representación gráfica de los datos disponibles, así como la información anotada en la libreta de campo ha permitido identificar numerosos valores erróneos. Estos datos erróneos tienen su origen o bien en los desenterramientos de las sondas causados por la fauna (jabalíes), o bien en el fallo de las sondas/dataloggers. Este último tipo de errores se detectan con gran facilidad, al aparecer valores irreales (temperaturas de 80 °C) o periodos de datos nulos. También pueden aparecer problemas si el contacto entre la clavija de la sonda y el datalogger no es bueno.

Estos problemas, la mayoría de veces inevitables, han causado que gran parte de las series tengan lagunas de datos de diferente longitud. Los porcentajes de valores perdidos en el periodo de estudio definido se encuentran entre el 75% y el 2% para las series más y menos afectadas respectivamente.

El periodo de datos empleado en este trabajo es el comprendido entre el 14/10/2006 y el 15/1/2010, un total de 1270 días. No obstante, las lagunas de datos mencionadas, así como otras limitaciones causadas por la ausencia de estacionalidad de las series han impedido

estudiar todo el periodo completo. Las consecuencias metodológicas de estas limitaciones se explicarán con mayor detalle en el punto 3.3.3.

## 3.3 ANÁLISIS DE SERIES TEMPORALES

### 3.3.1 Modelos ARIMA (Análisis univariado)

En este apartado se definen los modelos ARIMA, así como el método de identificación y ajuste para series univariadas. Los modelos ARIMA proporcionan información sobre la estructura temporal de una serie, es decir, sobre la dependencia existente entre el valor de una serie y sus valores previos.

#### 3.3.1.1 Conceptos básicos

##### 3.3.1.1.1 Filtro lineal

Los modelos empleados de forma habitual en el análisis de series temporales son estocásticos, esto es, permiten calcular la probabilidad de un valor futuro entre dos límites especificados (Box *et al.*, 2008). Los modelos estocásticos (o probabilísticos) se definen en contraposición a los modelos determinísticos, los cuales empleando leyes físicas permiten calcular el valor de una variable de forma exacta en cualquier instante del tiempo. En realidad no existen fenómenos totalmente determinísticos, ya que siempre existirán factores desconocidos que impiden calcular de forma *exacta* los valores de la variable (Box *et al.*, 2008). Los modelos estocásticos incluyen de forma explícita estos factores desconocidos.

La idea que subyace en la metodología de los modelos desarrollados por Box y Jenkins es que una serie temporal  $Z_t$  puede ser generada a partir de una serie de pulsos aleatorios independientes  $a_t$  (en adelante ruido blanco) a través de un *filtro lineal* (Box *et al.*, 2008). Este filtro lineal es una suma ponderada de los valores actuales y previos de  $a_t$ :

$$Z_t = \mu + a_t + \psi_1 a_{t-1} + \psi_2 a_{t-2} + \dots$$
$$Z_t = \mu + \psi(B)a_t \tag{3.1}$$

donde  $\mu$  es un parámetro que determina el nivel del proceso y  $\psi(B)$  es el operador lineal que transforma  $a_t$  en  $Z_t$ .  $B$  es el llamado operador retardo, un operador muy empleado en series temporales que por claridad en la exposición se definirá posteriormente.

Por tanto, se asume que la serie de datos  $Z_t$  se genera a partir de una serie aleatoria mediante una estructura matemática lineal. La figura 3.8 muestra de forma esquemática esta visión. Se aprecia en esta figura que, en efecto, este tipo de modelos permiten descomponer la serie objeto de estudio ( $Z_t$ ) entre una parte determinística ( $\psi(B)$ ) y una parte aleatoria independiente e impredecible ( $a_t$ ).



Figura 3.8. El filtro lineal como generador de una serie temporal. Modificado de Box *et al.*, (2008).

### 3.3.1.1.2 Modelo estocástico y proceso estocástico

Un aspecto relevante en el empleo de esta técnica es distinguir entre el proceso estocástico y el modelo. Un proceso estocástico puede ser descrito como una familia de variables aleatorias ordenadas en el tiempo (Chatfield, 2001).

Un **proceso** es el mecanismo poblacional que genera las series temporales. Un **modelo** se basa en los datos (la serie muestral). El objetivo es construir un modelo que sea una aproximación útil del proceso real e inobservable (Pankratz, 1991). De esta forma, se considera que una serie temporal  $z_t = z_1, z_2, z_3, \dots, z_n$  de  $n$  observaciones sucesivas es una muestra de una infinita población de las series temporales que podrían haber sido generadas por el mismo proceso estocástico.

### 3.3.1.1.3 Principio de parsimonia o de parquedad estadística

El principio de parquedad es común a todos los modelos de base estadística, y Box y Jenkins lo enfatizan en la modelación de series temporales. De acuerdo a este principio, el objetivo es hallar el modelo válido más sencillo, es decir, aquel que necesita el menor número de coeficientes para explicar de forma adecuada el comportamiento de los datos observados. Un modelo parco en parámetros tiende a dar mejores resultados de simulación. La metodología de Box-Jenkins está enfocada a obtener la función  $\psi(B)$  empleando el menor número de parámetros posible.

### 3.3.1.1.4 Proceso estacionario

Se dice que un proceso es estacionario en sentido estricto si sus propiedades no dependen del origen temporal (Box *et al.*, 2008). Este proceso se halla en equilibrio estadístico. En la práctica se emplea la definición de estacionaridad *débil*, que implica que el proceso generador tiene media y estructura de covarianza constantes.

La inspección visual del gráfico de la serie en función del tiempo permite identificar si ésta es estacionaria. Una serie estacionaria en la media oscila alrededor de un valor constante (Peña *et al.*, 2001). Por el contrario, la existencia de una tendencia clara ascendente o descendente en los valores es indicadora de que la serie no es estacionaria en la media.

En este caso puede crearse una nueva serie con media constante diferenciando los datos, de la siguiente forma:

$$Z'_t = Z_t - Z_{t-1} \quad (3.2)$$

Si esta primera diferenciación no fuera suficiente, puede realizarse una segunda diferenciación sobre la serie  $Z'_t$ . Es común llamar  $d$  al grado de diferenciación, siendo  $d=1$  la primera diferenciación y  $d=2$  la segunda. En la práctica no aparece  $d>2$ .

Cuando una serie no tiene varianza constante puede aplicarse la siguiente transformación para definir una nueva serie  $Z'_t$ :

$$Z'_t = \frac{Z_t^\lambda - 1}{\lambda} \quad (3.3)$$

donde  $\lambda$  es un número real y  $Z'_t = \ln(Z_t)$  para  $\lambda=0$ . Como  $Z_t$  no puede ser negativo, si es necesario se añade un valor constante para que todos los valores sean positivos. Esta fórmula representa un conjunto conocido como transformaciones Box-Cox (Box y Cox, 1964). De todas las transformaciones posibles en función del valor de  $\lambda$  en la práctica las más empleadas son dos:

- Si la serie original de datos  $Z_t$  tiene una desviación estándar proporcional al nivel de la serie, entonces suele tomarse  $\lambda=0$ , lo que equivale a tomar logaritmos naturales de la variable.
- Si la varianza es proporcional al nivel de la serie, es común que una transformación tomando  $\lambda=1/2$  estabilice la varianza. Esto es equivalente a tomar la raíz cuadrada de los valores.

### **3.3.1.1.5 Proceso de ruido blanco**

Un tipo importante de proceso estocástico es el proceso de ruido blanco. También recibe el nombre de “innovaciones”. Se define como una secuencia de variables aleatorias incorrelacionadas e idénticamente distribuidas con una media de cero y varianza constante (Chatfield, 2001). Se trata de un proceso estacionario en el que los valores no presentan dependencia entre sí. Se asume que estos pulsos aleatorios siguen una distribución normal.

### **3.3.1.1.6 Funciones de autocorrelación simple y parcial**

Los coeficientes de autocovarianza y autocorrelación empleados en el análisis de series temporales son análogos a los coeficientes de covarianza y correlación entre dos variables aleatorias  $X$  e  $Y$  empleados en la estadística clásica. El coeficiente de correlación toma valores entre  $-1$  y  $1$ , e informa de la relación lineal entre dos variables  $X$  e  $Y$ , de forma que coeficientes de correlación cercanos a  $1$  ( $-1$ ) implican una fuerte asociación lineal positiva (negativa) entre  $X$  e  $Y$ , y a medida que se acerca a  $0$  la relación es más débil.

Trasladando la misma idea al campo de las series temporales, se pueden comparar las relaciones entre una serie  $Z_t$  y la misma serie retardada en el tiempo  $Z_{t-k}$ . Las autocovarianzas y los coeficientes de autocorrelación muestrales en función del retardo  $k$  se calculan empleando las relaciones:

$$c_k = \frac{1}{n} \sum_{t=k+1}^n (Z_t - \bar{Z})(Z_{t-k} - \bar{Z})$$

$$r_k = \frac{c_k}{s_z^2} = \frac{\sum_{t=k+1}^n (Z_t - \bar{Z})(Z_{t-k} - \bar{Z})}{\sum_{t=1}^n (Z_t - \bar{Z})^2} \quad (3.4)$$

donde  $c_k$  es la autocovarianza estimada y  $r_k$  es la autocorrelación estimada para el retardo  $k$ . La expresión (3.4) proporciona el valor de  $r_k$  en función de  $k$ , y es conocida como función de autocorrelación simple (en adelante FAS).

Así, por ejemplo, si se especifica un valor  $k=2$ , el valor de  $r(2)$  indica el grado de relación lineal existente entre los valores separados por 2 intervalos de tiempo, es decir, la relación lineal entre los pares de valores  $(Z_1, Z_3), (Z_2, Z_4), \dots, (Z_{t-2}, Z_t)$ . Por definición,  $r_0=1$ , ya que se compara una serie consigo misma sin ningún retardo.

La formulación de  $r_k$  mostrada permite calcular los valores muestrales a partir de la serie temporal de datos. Se necesitan, por tanto, unos intervalos de confianza para determinar cuándo un coeficiente de autocorrelación es diferente de cero o no. Existen diferentes formas de obtener estos intervalos de confianza. Una de las más conocidas es la propuesta por Bartlett (1946):

$$s(r_k) = \frac{1}{\sqrt{n}} \left( 1 + 2 \sum_{q=1}^{k-1} r_q^2 \right)^{1/2} \quad (3.5)$$

En el caso especial de un proceso de ruido blanco todos los valores de  $r_k$  son nulos (excepto  $r_0=1$ ). En este caso, los errores estándar para las autocorrelaciones estimadas toman la forma:

$$s(r_k) = \frac{1}{\sqrt{n}} \quad (3.6)$$

Esta expresión es útil para comprobar si una serie tiene una estructura de ruido blanco. Si los valores de  $r_k$  superan dos errores estándar, se puede asumir que no son distintos de cero con un 95% de probabilidad. Como regla práctica, en una FAS de 20 términos 19 deben estar dentro de los límites para considerar a la serie ruido blanco (Peña, 2005).

En lugar de trabajar con los coeficientes de autocorrelación en forma de tablas numéricas, suele representarse gráficamente los valores de  $r_k$  en función del retardo  $k$  junto con sus correspondientes intervalos de confianza, en lo que se conoce como correlograma simple. El correlograma muestral de una serie aporta rápidamente mucha información sobre la estructura temporal de la misma. El correlograma junto con la representación gráfica de la

serie en función del tiempo son las herramientas más importantes en el ajuste de modelos ARIMA.

Otra medida útil de la correlación de una serie consigo misma es el coeficiente de autocorrelación parcial. Las autocorrelaciones parciales indican el grado de asociación entre  $Z_t$  y  $Z_{t-k}$  cuando el efecto de otros retardos es eliminado. Esto se consigue mediante una regresión de la forma:

$$Z_t = C_k + \phi_{K1}Z_{t-1} + \phi_{K2}Z_{t-2} + \dots + \phi_{KK}Z_{t-K} + e_{K,t} \quad (3.7)$$

El coeficiente de autocorrelación parcial de retardo  $k=1,2,\dots,K$  es el último coeficiente  $\phi_{KK}$  en la ecuación. El conjunto de valores  $\phi_{KK}=f(k)$  recibe el nombre de función de autocorrelación parcial (FAP). Al igual que en el caso de la autocorrelación simple, sus valores se representan gráficamente (junto a sus correspondientes errores estándar).

### 3.3.1.1.7 Operador retardo

Resulta útil para la descripción de modelos ARIMA emplear el llamado operador retardo ( $B^i$ ), definido como:

$$B^i Z_t = Z_{t-i} \quad (3.8)$$

Cuando  $B^i$  multiplica a una variable en el tiempo  $t$ , retrocede esa variable  $i$  intervalos de tiempo. Así,  $B^3 Z_t = Z_{t-3}$  y  $B^i C = C$  (si  $C$  es un valor constante). El uso de este operador tiene como ventaja principal la notable simplificación en la formulación de los modelos que se consigue con su uso.

### 3.3.1.2 Proceso autorregresivo

Se dice que un proceso es autorregresivo de orden  $p$ , en adelante AR ( $p$ ), si sigue la siguiente estructura:

$$Z_t = \phi_1 Z_{t-1} + \phi_2 Z_{t-2} + \dots + \phi_p Z_{t-p} + a_t \quad (3.9)$$

donde  $a_t$  es una serie residual con estructura de ruido blanco y  $\phi_1, \phi_2, \dots, \phi_p$  son parámetros constantes. Como se observa, el proceso es similar a una regresión lineal, con la salvedad de que  $Z_t$  no se relaciona con otras variables, sino con sus propios valores pasados.

Si se emplea la definición del operador retardo el modelo queda:

$$\begin{aligned} Z_t &= \phi_1 B Z_t + \phi_2 B^2 Z_t + \dots + \phi_p B^p Z_t + a_t \\ (1 - \phi_1 B - \phi_2 B^2 - \dots - \phi_p B^p) Z_t &= a_t \end{aligned} \quad (3.10)$$

Si la media del proceso AR es estacionaria, y si se trata  $B$  como una variable algebraica, puede demostrarse que las soluciones de la ecuación característica  $(1 - \phi_1 B - \phi_2 B^2 - \dots - \phi_p B^p) = 0$  se encuentran fuera del círculo unidad (Box *et al.*, 2008; Pankratz, 1991). Esto es conocido como *condición de estacionaridad*.

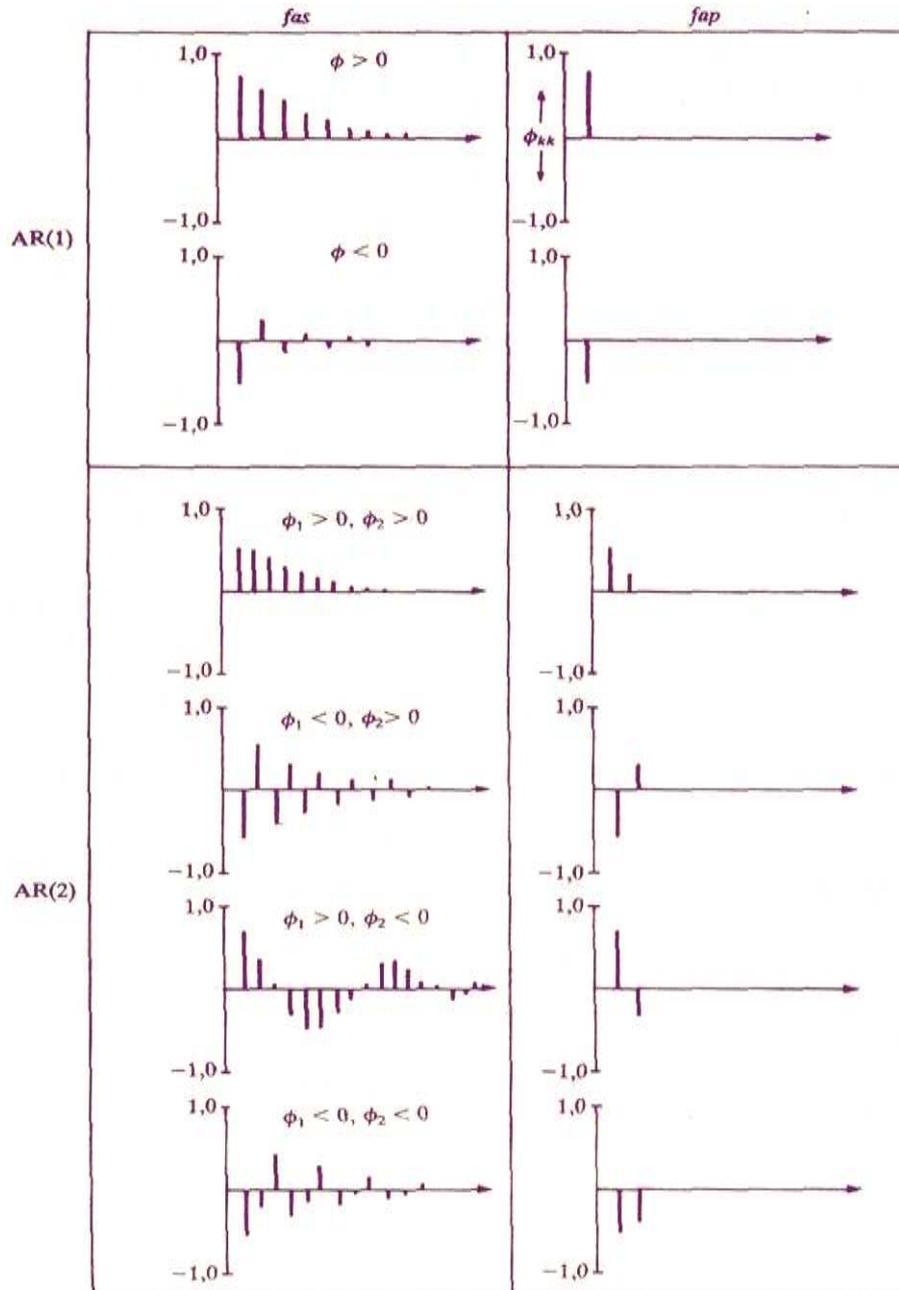


Figura 3.9. Funciones de autocorrelación simple y parcial teóricas de procesos autorregresivos sencillos. Tomado de Peña (2005).

Para los casos de los modelos más sencillos, los AR (1), la condición de estacionaridad requiere que:

$$|\phi_1| < 1$$

Para los modelos AR (2), deben cumplirse las siguientes condiciones:

$$|\phi_2| < 1$$

$$\phi_1 + \phi_2 < 1$$

$$\phi_2 - \phi_1 < 1$$

Para modelos de  $p > 2$  es preferible emplear una rutina numérica para resolver las raíces de la ecuación característica. Los procesos AR deben cumplir la condición de estacionaridad. El caso contrario implica inestabilidad del proceso (Chatfield, 2001).

Las funciones de autocorrelación simple y parcial de los procesos autorregresivos presentan ciertos patrones característicos. En la figura 3.9 pueden verse algunos ejemplos de FAS y FAP teóricas de los procesos autorregresivos más sencillos.

### 3.3.1.3 Proceso de media móvil

Un proceso de media móvil de orden  $q$ , en adelante MA ( $q$ ), se define como:

$$Z_t = a_t - \theta_1 a_{t-1} - \theta_2 a_{t-2} - \dots - \theta_q a_{t-q} \quad (3.11)$$

o en su forma equivalente:

$$Z_t = (1 - \theta_1 B - \theta_2 B^2 - \dots - \theta_q B^q) a_t \quad (3.12)$$

A diferencia del proceso autorregresivo, ahora el valor de la variable en el tiempo  $t$  depende linealmente de los residuos previos, llamados términos MA (Moving Average).

Los términos de media móvil son menos comprensibles de forma intuitiva que los términos AR. Un residuo previo  $a_{t-k}$  no es un valor pasado de  $Z_t$ , pero es el componente aleatorio de  $Z_{t-k}$  por lo que un término MA representa **una parte** del valor pasado  $Z_{t-k}$  (Pankratz, 1991). Así, los términos MA relacionan un valor  $Z_t$  con la parte aleatoria de los valores pasados  $Z_{t-k}$ , a diferencia de los términos AR que están relacionados con la parte determinística de los valores previos.

En la figura 3.10 se muestran ejemplos de FAS y FAP teóricas de procesos MA. Nótese como al comparar la figura 3.10 con la figura 3.9 se puede comprobar que las FAS y FAP teóricas de dos procesos AR( $p$ ) y MA( $q$ ) se invierten para  $p=q$ . Esta condición recibe el nombre de *invertibilidad*.

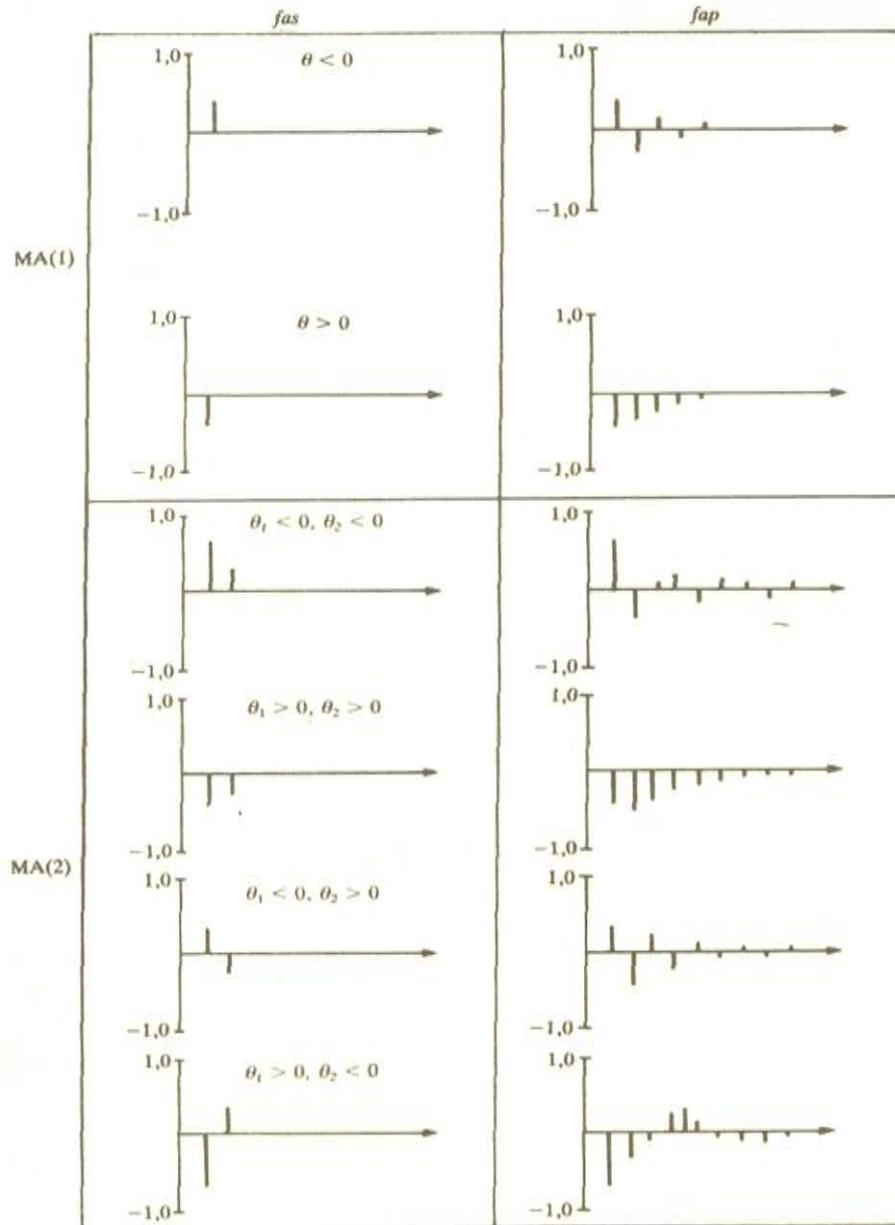


Figura 3.10. Funciones de autocorrelación simple y parcial teóricas de procesos de media móvil sencillos. Tomado de Peña (2005).

La invertibilidad implica que un proceso MA tiene una forma equivalente AR, pero con un número infinito de parámetros (no parsimoniosa). Si un proceso MA ( $q$ ) cumple las condiciones de invertibilidad entonces los valores absolutos de los  $\phi$  implicados en la parte AR equivalente disminuyen a medida que  $k$  aumenta. Esto implica un hecho de marcado sentido físico, como es el que los valores más recientes cuenten más que los distantes en el pasado.

El cumplimiento de la condición de invertibilidad para un proceso MA es similar a la condición de estacionaridad de los procesos AR, esto es, las raíces del polinomio en  $B$  ( $1 - \theta_1 B - \theta_2 B^2 - \dots - \theta_q B^q$ ) deben estar fuera del círculo unidad. Para un proceso MA (1) esto se cumple si:

$$|\theta_1| < 1$$

Para un MA (2) las siguientes tres condiciones deben cumplirse:

$$|\theta_2| < 1$$

$$\theta_1 + \theta_2 < 1$$

$$\theta_2 - \theta_1 < 1$$

De forma análoga a los procesos AR, para procesos con  $q > 2$  es preferible resolver con un método numérico la ecuación característica.

### 3.3.1.4 Procesos mixtos ARMA

Una clase útil de modelos surge al combinar los procesos MA y AR. Un proceso mixto autoregresivo/media móvil que contenga  $p$  términos AR y  $q$  términos MA es un proceso ARMA ( $p, q$ ) y está dado por:

$$Z_t = \delta_1 Z_{t-1} + \delta_2 Z_{t-2} + \dots + \delta_p Z_{t-p} + a_t - \omega_1 a_{t-1} - \omega_2 a_{t-2} - \dots - \omega_q a_{t-q} \quad (3.13)$$

en notación de operadores:

$$Z_t = \frac{(1 - \theta_1 B - \theta_2 B^2 - \dots - \theta_q B^q)}{(1 - \phi_1 B - \phi_2 B^2 - \dots - \phi_p B^p)} a_t \quad (3.14)$$

Puede expresarse de forma más compacta y añadirse un término constante:

$$Z_t = C + \frac{\theta(B)}{\phi(B)} a_t \quad (3.15)$$

que es la expresión general para modelos ARMA. Nótese como la ecuación (3.15) tiene la misma estructura de filtro lineal mostrada en la expresión (3.1), con  $\psi(B) = \theta(B)/\phi(B)$ .

Los modelos AR ( $p$ ) y MA ( $q$ ) son simplificaciones del proceso general ARMA ( $p, q$ ). La importancia de esta estructura radica en que en muchas ocasiones una serie temporal puede ser descrita con un modelo ARMA que tenga menos parámetros que un modelo AR o MA puro (Chatfield, 1996). En la figura 3.11 se muestran los patrones característicos de la FAS y FAP teóricas de los procesos ARMA (1,1).

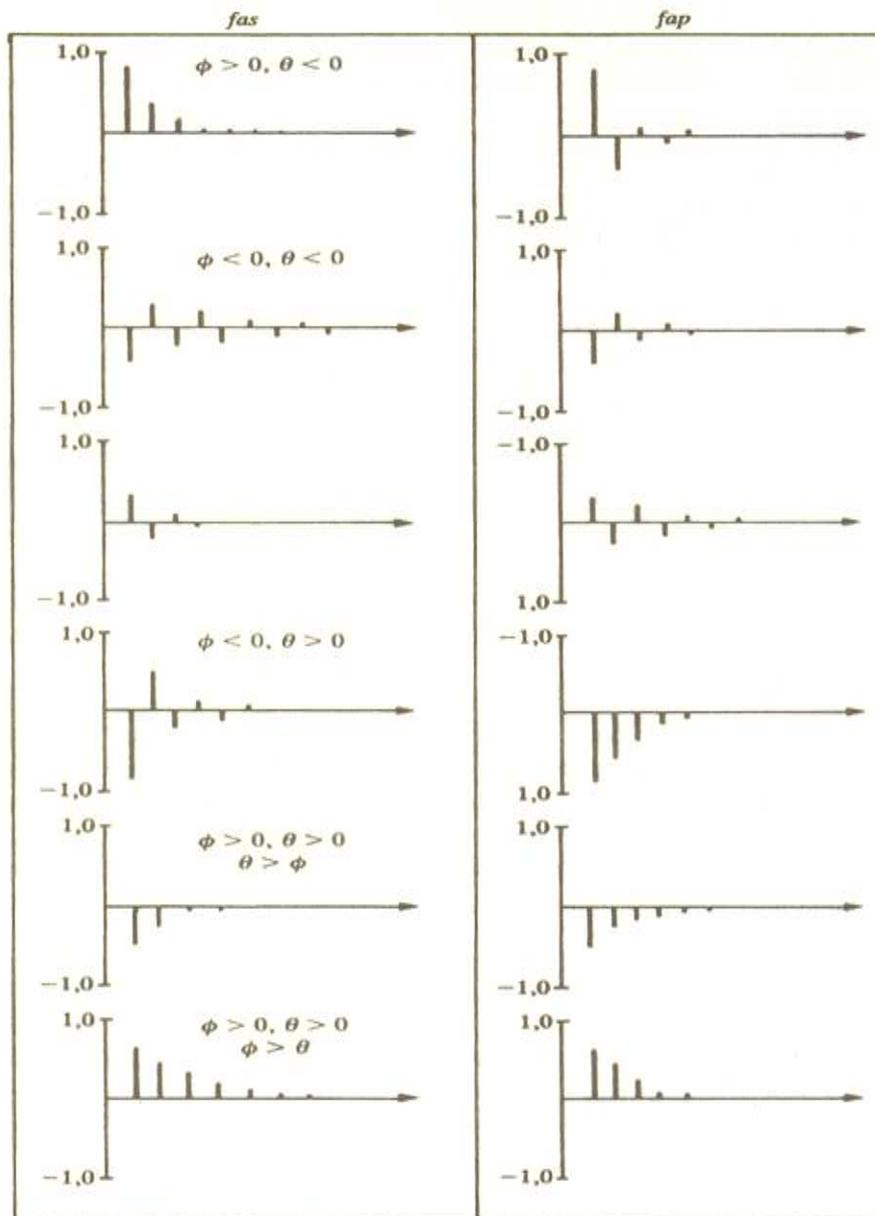


Figura 3.11. Funciones de autocorrelación simple y parcial teóricas de procesos ARMA (1,1). Tomado de Peña (2005).

### 3.3.1.5 Procesos integrados ARIMA

Los modelos ARMA descritos anteriormente sólo pueden ser aplicados a series estacionarias. Esta clase de modelos puede ser extendida a series no estacionarias mediante diferenciación. Un modelo que incluya una diferenciación (o dos) de la serie recibe el nombre de modelo integrado, ya que la estacionaridad del modelo que se ha ajustado a los datos diferenciados ha de ser integrada (o añadida) para conseguir un modelo de los datos no estacionarios originales.

Un modelo ARIMA ( $p, d, q$ ) no es más que un modelo ARMA ( $p, q$ ) aplicado a una serie diferenciada  $d$  veces. Es por tanto una generalización de los modelos ARMA para series no estacionarias.

### 3.3.1.6 Construcción del modelo

La metodología de construcción de modelos ARIMA propuesta por Box-Jenkins es un proceso iterativo e interactivo (Chatfield, 2001). La figura 3.12 muestra en forma esquemática todo el proceso.

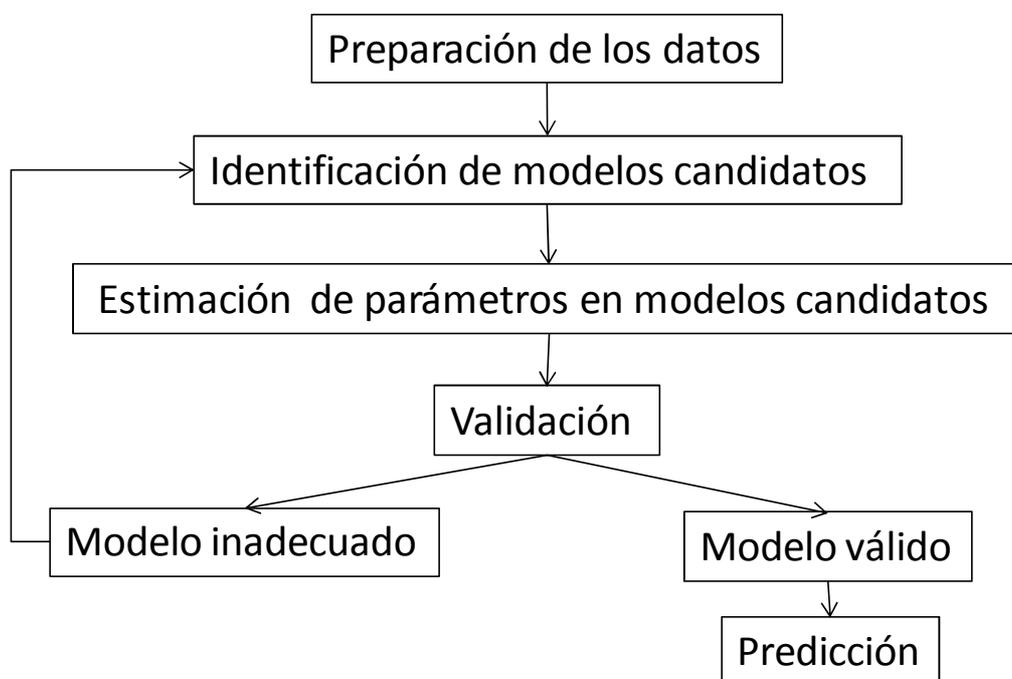


Figura 3.12. Fases de construcción de modelos ARIMA (modificada de Box *et al.*, 2008).

La etapa previa de preparación de los datos implica la detección de errores. El grueso del ajuste se realiza en tres etapas fundamentales. La primera etapa consiste en *identificar* posibles modelos que ajusten a la serie objeto de estudio. Una vez seleccionado un modelo provisional se *estiman* los parámetros del mismo. La tercera etapa es una *diagnosis* que permite decidir si el modelo estimado es o no válido.

Como indica Peña (2005) estas tres etapas fueron un avance importante en el pasado, ya que la estimación de los parámetros era muy costosa en términos de tiempo de cálculo, y era conveniente por tanto identificar los modelos potencialmente más adecuados. En la actualidad la estimación de parámetros es inmediata, por lo que en la práctica se estiman todos los modelos posibles y se elige entre ellos el mejor. Por esta razón, la etapa de validación es la más importante del análisis y donde más esfuerzos se invierten.

#### 3.3.1.6.1 Identificación

En la fase de identificación se postulan varios modelos que puedan ajustar adecuadamente a los datos. En primer lugar se grafican los datos en función del tiempo, tratando de identificar patrones consistentes, tendencias, estacionalidades o la existencia de valores atípicos.

Empleando el gráfico de series temporales (la variable en función del tiempo) debe revisarse en primer lugar si la serie tiene varianza constante y evaluar la necesidad de efectuar alguna transformación del tipo Box-Cox. A continuación han de buscarse tendencias y/o estacionalidad, para poderlas extraer de la serie mediante diferenciación. Una vez la serie ya es estacionaria en media y varianza (haya necesitado o no transformaciones), se continúa con el proceso.

El siguiente objetivo es decidir qué estructura de modelo ARMA es la más adecuada para la parte estacionaria de la serie, es decir, los valores de  $p$  y de  $q$ . Para lograrlo se emplean las funciones de autocorrelación simple y parcial.

La identificación del orden del modelo se hace comparando a nivel visual la FAS y la FAP muestrales de la serie con los correlogramas teóricos disponibles de diversos procesos ARMA, como los mostrados en las figuras 3.9, 3.10 y 3.11. Así, pueden postularse varios modelos candidatos cuyas FAS y FAP teóricas se asemejen a las de la serie objeto de estudio. Se trata de un proceso con un cierto componente subjetivo, pero existen ciertas indicaciones útiles (Pankratz, 1991):

- Un proceso  $AR(p)$  tiene una función de autocorrelación que desciende gradualmente hasta cero. El coeficiente de autocorrelación parcial es significativo hasta el retardo  $p$ , y a continuación se anula.
- Los procesos  $MA(q)$  se caracterizan por tener un correlograma significativo hasta el retardo  $q$ , y a continuación se anula. La función de autocorrelación parcial desciende progresivamente hasta cero.
- En los procesos mixtos ARMA  $(p,q)$ , tanto el correlograma simple como el parcial descienden progresivamente.

Así, por ejemplo, si la función de autocorrelación muestral de una serie sólo es significativa en los dos primeros retardos y la FAP muestral desciende progresivamente, es razonable probar como modelo tentativo un MA (2).

Es importante tener en cuenta en esta fase del análisis que la FAS y la FAP obtenidas a partir de los datos son muestrales y por tanto susceptibles de sesgo. Más que buscar valores significativos absolutos es preferible buscar los patrones de comportamiento generales de las FAS y FAP, con el objeto de identificar varios modelos candidatos (p.e. dos o tres) teniendo en cuenta también el principio de parsimonia.

### **3.3.1.6.2 Estimación de los parámetros**

Una vez seleccionados los modelos (el valor de  $p$  y de  $q$ ), pueden obtenerse los valores de los parámetros. Los modelos ARIMA son modelos estadísticos, y, por lo tanto, los parámetros no son calibrados, sino *estimados* mediante procedimientos matemáticos. El método más empleado es el de máxima verosimilitud (Peña, 2005).

En la actualidad existe una notable cantidad de software que permite estimar de forma eficiente los parámetros, por lo que la fase de estimación es la más sencilla (Chatfield, 2001).

En este trabajo la estimación de los parámetros se ha realizado mediante el módulo *Trends* del paquete estadístico *SPSS* versión 16.0.

### 3.3.1.6.3 Validación del modelo

La etapa de validación consiste en confirmar si el modelo ajustado a los datos es capaz de reproducir adecuadamente el comportamiento de la serie. Si el modelo elegido es el adecuado, entonces debe ser capaz de recoger todo el componente determinístico de la serie (figura 3.8) y por tanto los residuos deben ser totalmente aleatorios.

Así, la etapa de validación se basa en confirmar que los residuos siguen una estructura de ruido blanco. Como se ha definido previamente, un proceso de ruido blanco debe tener media igual a cero, varianza constante, autocorrelaciones nulas y distribución normal.

En primer lugar, la representación gráfica de los residuos frente al tiempo ayuda a detectar si el modelo es o no válido para todo el periodo de ajuste de la serie, con la aparición por ejemplo de tendencias. Por otra parte permite comprobar si la media de los residuos es cercana a cero, y su varianza menor a la de la serie original. Valores absolutos altos y aislados de residuos son valores atípicos, y deben ser revisarse cuidadosamente.

La comprobación de la incorrelación de los residuos puede hacerse de forma gráfica con la ayuda del correlograma. Si el modelo se ha ajustado correctamente, entonces la FAS y la FAP de los residuos deben ser nulas. Un contraste adicional es el estadístico de Ljung-Box, que permite estudiar un conjunto de coeficientes  $r_k$  a la vez (por ejemplo, los 18 primeros) y comprobar si todos ellos son diferentes de cero de forma significativa. El estadístico se define como (Ljung y Box, 1978):

$$Q(k) = n(n + 2) \sum_{k=1}^k \frac{r_k^2}{(n-k)} \quad (3.16)$$

este estadístico sigue una distribución  $\chi^2$  con  $k-n$  grados de libertad. Se concluye que el modelo es inadecuado si el valor de  $Q$  es mayor que el percentil 0.95 de la distribución  $\chi^2$  con los correspondientes grados de libertad.

La comprobación de la normalidad de los residuos puede hacerse con cualquier método de los empleados en la estadística clásica. En este trabajo se hace de forma gráfica con el histograma de  $a_t$ .

Puede darse el caso de que dos o más modelos superen la etapa de validación de forma satisfactoria. En ese caso, debe primar el principio de parsimonia, escogiendo el modelo con menos parámetros. No obstante, es común que existan varios modelos válidos con el mismo número de parámetros. En ese caso cobran especial importancia los *criterios de selección*.

El empleo del coeficiente de determinación  $R^2$  (que mide la proporción de la varianza total explicada por el modelo) como método de selección de modelos no es recomendable, ya que el valor de este estadístico suele incrementarse a medida que aumenta el número de

parámetros. Así, en general el modelo aumentará su coeficiente de determinación cuantos más parámetros incluya.

Este problema se corrige empleando métodos que penalicen de alguna forma el número de parámetros empleado. Esta es la idea básica de los *criterios de selección*. El más común de todos ellos en series temporales es el criterio de Información de Akaike (AIC), que se define como (Akaike, 1974):

$$AIC = -2 \ln(L) + 2p \quad (3.17)$$

donde  $L$  es la máxima verosimilitud y  $p$  es el número de parámetros independientes estimados en el modelo. De esta forma, el criterio de Akaike tiene en cuenta el grado de ajuste del modelo mediante el valor de  $L$ , pero penaliza el exceso de parámetros. Así, para una misma serie, el mejor modelo es aquel que tiene un valor de AIC más bajo.

Otro criterio muy empleado y con una estructura similar es el llamado criterio Bayesiano (BIC) propuesto por Schwartz (1978). En este trabajo se emplea el BIC normalizado, definido como:

$$BIC_{norm} = \ln(MSE) + p \frac{\ln n}{n} \quad (3.18)$$

donde  $MSE$  es el error cuadrático medio y  $n$  es la longitud de la serie. Este criterio penaliza de forma más severa la adición de parámetros que el AIC (Chatfield, 2001, Peña, 2005). Al igual que el AIC, el mejor modelo minimizará el valor de  $BIC_{norm}$ . Debe tenerse en cuenta que el valor del  $BIC_{norm}$  no tiene ningún significado por sí mismo, más allá de la comparación entre modelos para una misma serie.

Por último, también puede ayudar a elegir el modelo más adecuado los valores del estadístico  $t$  de los parámetros. Al igual que en los modelos de regresión simple, cada parámetro estimado en un modelo ARIMA conlleva un valor  $t$  asociado que informa del número de errores estándar que lo separan de cero.

Como norma orientativa, si  $|t| > 2$  sugiere que dicho parámetro es significativamente diferente de cero. En el caso contrario, ese parámetro es prácticamente nulo, y no proporciona información adicional sobre la variable.

### 3.3.2 Modelos FT (análisis bivariado)

En este apartado se definen los modelos de función de transferencia (FT), así como el método de construcción de dichos modelos. Los modelos FT proporcionan información sobre la relación de dependencia entre una variable  $Y_t$  (output) y otra variable  $X_t$  (input).

Este tipo de modelos enfatizan la relación *dinámica* entre las variables, y se basan en unos principios similares a los expuestos para modelos ARIMA univariados.

### 3.3.2.1 Función impulso-respuesta

Dadas dos series temporales  $Y_t, X_t$ ; si  $Y_t$  depende de  $X_t$  de alguna forma, puede escribirse lo siguiente:

$$Y_t = f(X_t) \quad (3.19)$$

donde  $f(-)$  es una función matemática llamada función de transferencia. Normalmente se asume que esa función es lineal, de manera que  $Y_t$  es una combinación lineal de los valores presentes y pasados de  $X_t$ . De esa forma el modelo que se busca tiene la siguiente estructura:

$$Y_t = C + v_0X_t + v_1X_{t-1} + \dots + v_iX_{t-i} + \dots + N_t \quad (3.20)$$

El término  $C$  es una constante que captura el efecto de todos los inputs diferentes a  $X_t$  que influyen en el nivel general de  $Y_t$ , y  $N_t$  representa el efecto de estos inputs excluidos en la variabilidad de  $Y_t$ . Los coeficientes  $v_0, v_1, v_2, \dots$  indican cómo  $Y_t$  responde a un cambio en  $X_t, X_{t-1}, X_{t-2}, \dots$  respectivamente. Esta respuesta distribuida puede ser en teoría infinita, indicando que  $Y_t$  puede responder a cambios en  $X_t$  que ocurrieron infinitos periodos de tiempo en el pasado.

Empleando la notación de operadores puede representarse la función de transferencia como:

$$Y_t = C + v_0X_t + v_1BX_t + \dots + N_t \quad (3.21)$$

y definirse:

$$v(B) = v_0 + v_1B + v_2B^2 + v_3B^3 + \dots \quad (3.22)$$

La función  $v(B)$  recibe el nombre de función impulso respuesta, y los pesos  $v_k$  son los pesos de impulso respuesta.  $v(B)$  dice cómo  $Y_t$  reacciona a lo largo del tiempo a un cambio en  $X_t$ . Es muy útil representar los valores de los pesos  $v_k$  gráficamente en función del retardo  $k$ . Como se verá en la próxima sección, el gráfico de la función de impulso respuesta tiene una importancia y aplicación análogas a las funciones FAS y FAP en los modelos ARIMA.

El enfoque de Box y Jenkins asume que la relación entre las variables  $X_t$  e  $Y_t$  puede verse corrompida en la práctica por la existencia del ruido  $N_t$ . Este ruido  $N_t$  a su vez puede ser descrito mediante un proceso ARIMA. La figura 3.13 muestra de forma gráfica el planteamiento general.

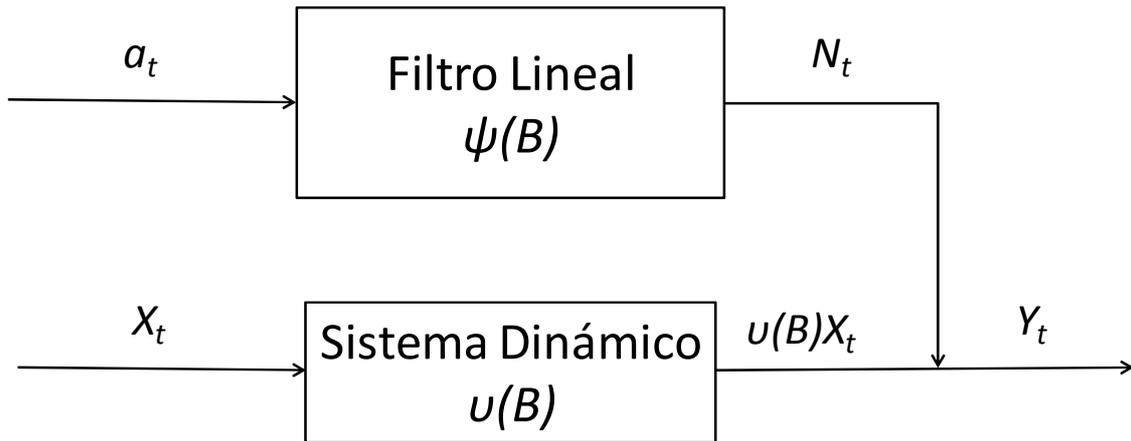


Figura 3.13. La función de transferencia como sistema dinámico (modificado de Box *et al.*, 2008).

### 3.3.2.2 Función de correlación cruzada

La autocovarianza y la autocorrelación definidas en el punto 3.3.1.1.6 indican el grado de relación lineal entre los componentes de una serie en función del retardo  $k$ . Las covarianzas y correlaciones cruzadas, por su parte, son una medida de la relación existente entre una serie  $Y_t$  y otra serie  $X_t$  retardada  $k$  periodos de tiempo. Se define como:

$$c_{xy} = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y}) \quad (3.23)$$

$$r_{xy} = \frac{c_{xy}(k)}{s_x s_y} \quad (3.24)$$

El uso de la función de correlación cruzada (FCC) definida como  $r_{xy}(k)$  para identificar la función de impulso respuesta entre dos variables no es tan inmediato como en el caso de la FAS y FAP muestrales para identificación de modelos ARIMA. La razón es que la FCC mezcla los coeficientes impulso respuesta  $v_k$  con la propia estructura de autocorrelaciones de  $X_t$  (Peña, 2005). Como se verá posteriormente, esta limitación se corrige con el procedimiento del "preblanqueado".

### 3.3.2.3 El modelo de Koyck

El modelo de Koyck es un caso especial de función impulso respuesta que aparece de forma muy común en la práctica. Este modelo fue desarrollado por Koyck (1954) y asume que los pesos  $v_k$  siguen la siguiente expresión:

$$v_k = \delta_1 v_{k-1} \quad (3.25)$$

Según este modelo, cada valor  $v_k$  es una fracción constante de la respuesta del periodo de tiempo previo. Así, la función impulso respuesta desciende exponencialmente. Por ejemplo, si  $v_0=2$  y  $\delta_1=0.5$ , los pesos de impulso respuesta son:

$$v_0 = 2$$

$$v_1 = 0.5 (2) = 1$$

$$v_2 = 0.5 (1) = 0.5$$

$$v_3 = 0.5 (0.5) = 0.25$$

En este modelo cada peso de la función impulso respuesta  $v_k$  está relacionado de forma conocida con el peso  $v_{k-1}$ .

Otra forma de expresar el modelo es:

$$v_k = \delta_1^k v_0 \quad (3.26)$$

donde el valor  $v_0$  es el valor inicial del decaimiento y  $\delta_1$  determina la velocidad del mismo.

Si la función impulso respuesta de la relación entre dos series  $X_t$  e  $Y_t$  sigue el modelo de Koyck, entonces puede hallarse una forma de la función de transferencia que tenga sólo los parámetros  $v_0$  y  $\delta_1$ , a diferencia de la ecuación 3.22, que tiene infinitos parámetros. La formulación con infinitos parámetros no es aceptable, ya que incumple el principio de parquedad estadística. El modelo de Koyck permite obtener una función de transferencia que cumple dicho principio. Así, considerando las ecuaciones 3.20 y 3.26 y obviando los términos  $C$  y  $N_t$  por claridad de exposición se tiene que:

$$Y_t = v_0 X_t + \delta_1 v_0 X_{t-1} + \delta_1^2 v_0 X_{t-2} + \dots \quad (3.27)$$

sustituyendo  $t$  por  $t-1$ :

$$Y_{t-1} = v_0 X_{t-1} + \delta_1 v_0 X_{t-2} + \delta_1^2 v_0 X_{t-3} + \dots \quad (3.28)$$

multiplicando ambos lados por  $\delta_1$ :

$$\delta_1 Y_{t-1} = \delta_1 v_0 X_{t-1} + \delta_1^2 v_0 X_{t-2} + \delta_1^3 v_0 X_{t-3} + \dots \quad (3.29)$$

sustrayendo la ecuación 3.29 a la ecuación 3.27:

$$Y_t - \delta_1 Y_{t-1} = v_0 X_t$$

empleando el operador retardo:

$$(1 - \delta_1 B) Y_t = v_0 X_t$$

$$Y_t = \frac{v_0}{1 - \delta_1 B} X_t \quad (3.30)$$

Nótese como si la función impulso respuesta sigue el modelo de Koyck, el proceso con infinitos parámetros (3.21) puede expresarse sin perderse información de manera alternativa mediante la expresión (3.30) con sólo dos parámetros.

### 3.3.2.4 Modelos de función de transferencia

La función de Koyck es en realidad una simplificación del modelo general de función de transferencia, expresado como (Box et al., 2008):

$$v(B) = \frac{(\omega_0 - \omega_1 B - \omega_2 B^2 - \dots - \omega_s B^s) B^b}{(1 - \delta_1 B - \delta_2 B^2 - \dots - \delta_r B^r)} \quad (3.31)$$

El modelo de Koyck mostrado anteriormente está incluido en esta expresión, con valores  $r=1$ ,  $s=0$  y  $b=0$  (con  $\omega_0 = u_0$ ). Esta estructura es capaz de capturar una gran variedad de patrones de impulso-respuesta con pocos parámetros. La figura 3.14 muestra la forma de distintas funciones impulso respuesta según los valores de  $r$  y  $s$  para  $b=3$ .

Los términos de numerador y denominador juegan diferentes papeles en la función impulso respuesta:

- El término  $B^b$  captura el llamado “tiempo muerto”. El efecto de  $X_t$  sobre  $Y_t$  puede empezar con un desfase inicial de  $b$  intervalos de tiempo. Si esto sucede, los primeros  $b-1$  valores de la función de transferencia  $u_k$  serán nulos. Por ejemplo, si  $X_t$  es el agua de riego aportada,  $Y_t$  es la humedad de suelo a 1 m de profundidad a escala horaria, y el frente húmedo tarda 6 horas en llegar a esa profundidad, entonces los valores  $u_0, u_1, \dots, u_5$  serán ceros. En este ejemplo  $b=6$ .
- Los términos  $\omega_s$  capturan los valores que no forman parte de la estructura de decaimiento de la función de transferencia y los valores de comienzo de dicho decaimiento.
- Los términos  $\delta_r$  capturan los patrones de decaimiento de los pesos de la función impulso respuesta, definiendo si es exponencial simple, como en el modelo de Koyck, o si hay descensos exponenciales heterogéneos o con comportamiento cíclico.

Recopilando la información expuesta en este apartado, el objetivo es ajustar un modelo de función de transferencia de la forma:

$$Y_t = C + \frac{(\omega_0 - \omega_1 B - \omega_2 B^2 - \dots - \omega_s B^s) B^b}{(1 - \delta_1 B - \delta_2 B^2 - \dots - \delta_r B^r)} X_t + N_t \quad (3.32)$$

donde

$$N_t = \frac{(1 - \theta_1 B - \theta_2 B^2 - \dots - \theta_q B^q)}{(1 - \phi_1 B - \phi_2 B^2 - \dots - \phi_p B^p)} a_t$$

de forma compacta:

$$Y_t = C + \frac{\omega(B)B^b}{\delta(B)} X_t + \frac{\theta(B)}{\phi(B)} a_t \quad (3.33)$$

es un modelo FT  $(r,s,b)$  con un residuo de estructura ARIMA  $(p,d,q)$ .

$r, s, b$	$\nabla$ Form	$B$ Form	Impulse Response $v_j$	Step Response $V_j = \sum_{i=0}^j v_i$
003	$Y_t = X_{t-3}$	$Y_t = B^3 X_t$		
013	$Y_t = (1 - .5\nabla) X_{t-3}$	$Y_t = (.5 + .5B) B^3 X_t$		
023	$Y_t = (1 - \nabla + .25\nabla^2) X_{t-3}$	$Y_t = (.25 + .50B + .25B^2) B^3 X_t$		
103	$(1 + \nabla) Y_t = X_{t-3}$	$(1 - .5B) Y_t = .5B^3 X_t$		
113	$(1 + \nabla) Y_t = (1 - .5\nabla) X_{t-3}$	$(1 - .5B) Y_t = (.25 + .25B) B^3 X_t$		
123	$(1 + \nabla) Y_t = (1 - \nabla + .25\nabla^2) X_{t-3}$	$(1 - .5B) Y_t = (.125 + .25B + .125B^2) B^3 X_t$		
203	$(1 - .25\nabla + .5\nabla^2) Y_t = X_{t-3}$	$(1 - .6B + .4B^2) Y_t = .8B^3 X_t$		
213	$(1 - .25\nabla + .5\nabla^2) Y_t = (1 - .5\nabla) X_{t-3}$	$(1 - .6B + .4B^2) Y_t = (4 + .4B) B^3 X_t$		
223	$(1 - .25\nabla + .5\nabla^2) Y_t = (1 - \nabla + .25\nabla^2) X_{t-3}$	$(1 - .6B + .4B^2) Y_t = (.2 + .4B + .2B^2) B^3 X_t$		

Figura 3.14. Funciones impulso respuesta teóricas comunes en la práctica con  $b=3$  (tomado de Box *et al.*, 2008).

### 3.3.2.5 Construcción del modelo

La construcción de modelos FT sigue los mismos principios expuestos en la construcción de modelos ARIMA, esto es, identificar, estimar y validar los modelos de forma iterativa para escoger el más adecuado. A continuación se exponen las particularidades en la identificación y la validación de los modelos FT.

### 3.3.2.5.1 Identificación

Como se ha indicado anteriormente, la FCC no puede emplearse directamente para identificar la función impulso respuesta de la relación entre dos series  $X_t$  e  $Y_t$ . La técnica del “preblanqueo” (Box *et al.*, 2008) permite adecuar la FCC para esta función. El preblanqueo consiste en los siguientes tres pasos:

- A. Se ajusta de forma independiente un modelo ARIMA a la serie  $X_t$  y otro a la serie  $Y_t$ . En notación de operadores esto es:

$$X_t = \frac{\theta_x(B)}{\phi_x(B)} \alpha_t \qquad Y_t = \frac{\theta_y(B)}{\phi_y(B)} a_t$$

donde  $\alpha_t$  y  $a_t$  siguen una estructura de ruido blanco. La serie  $\alpha_t$  es conocida como la serie preblanqueada de  $X_t$ .

- B. Se aplica a la serie  $Y_t$  el filtro obtenido para la serie  $X_t$ , esto es:

$$Y_t = \frac{\theta_x(B)}{\phi_x(B)} e_t$$

$$e_t = \frac{\phi_x(B)}{\theta_x(B)} Y_t \qquad (3.34)$$

La nueva serie  $e_t$  obtenida es la serie preblanqueada de  $Y_t$ . Es importante recalcar que se debe aplicar a la serie  $Y_t$  el mismo modelo ARIMA aplicado a  $X_t$ . Esto implica no sólo aplicar un modelo con la misma estructura, sino además con los mismos valores de los parámetros  $\phi_x$  y  $\theta_x$  obtenidos en el ajuste ARIMA de  $X_t$ .

- C. Se obtiene la FCC entre  $\alpha_t$  y  $e_t$ . Puede demostrarse que los coeficientes de dicha FCC son proporcionales a los pesos  $u_k$  de la función impulso respuesta entre las variables  $X_t$  e  $Y_t$  (Box *et al.*, 2008; Peña, 2005).

A partir de la FCC obtenida por preblanqueo, que es proporcional a la función impulso respuesta, pueden identificarse los órdenes  $(r, s, b)$  de igual forma que se ajustaban los valores  $p$  y  $q$  en un modelo ARMA, esto es, mediante análisis visual.

La comparación gráfica entre la función impulso respuesta muestral y las funciones teóricas puede complementarse con algunas indicaciones orientativas (Pankratz, 1991):

- En primer lugar debe determinarse el valor de  $b$ , siendo éste el número de pesos  $u_k$  nulos.

- A continuación se determina el orden  $r$  en función del patrón de decaimiento. Si este no existe,  $r=0$ . Si los pesos  $\nu_k$  decaen exponencialmente, entonces  $r=1$ . Si los pesos muestran un patrón de caída exponencial compuesto o siguen un patrón ondulatorio,  $r=2$ . Los modelos con  $r>2$  son raros en la práctica.
- Para determinar el orden  $s$  se suma el número de términos que no forman parte del patrón de descenso más el número de términos en los que comienza un descenso. Al valor obtenido con esta operación se le resta uno (por  $\omega_0$ , que siempre aparece) para obtener  $s$ .
- El principio de parsimonia sigue siendo importante. Al plantear los órdenes  $(r, s, b)$  se deben priorizar los modelos más sencillos posible.
- Los órdenes  $p$  y  $q$  del residuo  $N_t$  se obtienen de la forma ya descrita para modelos ARIMA.

### **3.3.2.5.2 Validación**

Una vez se han identificado los posibles modelos de función de transferencia y estimado los valores de los parámetros se procede a validar los resultados del modelo propuesto. Un modelo FT (ecuación 3.33) válido debe cumplir dos condiciones. En primer lugar, los residuos  $a_t$  deben seguir una estructura de ruido blanco. Esto se comprueba de la misma forma que en los modelos ARIMA. En segundo lugar, los residuos  $a_t$  deben ser independientes de la serie preblanqueada de  $X_t$ , es decir, de  $\alpha_t$  (Pankratz, 1991).

Si el modelo ha sido identificado incorrectamente, entonces la función de transferencia no recogerá toda la parte de la variación en  $Y_t$  que es explicada por  $X_t$ . La FCC que recoge la relación entre  $a_t$  y  $\alpha_t$ , llamada FCC residual, debe ser por tanto nula.

## **3.3.3 Aplicación de modelos ARIMA y FT para la comparación de series de temperatura y humedad de suelo**

Puesto que el objetivo fundamental del trabajo es comparar las series en función del tratamiento selvícola, se ha asumido que todas las series temporales de una misma variable (temperatura promedio diaria del suelo, temperatura máxima diaria del suelo, humedad de suelo, etc..) siguen un proceso estocástico con la misma estructura. Así, se buscará el modelo que mejor describa el comportamiento de cada variable en la mayoría de series del conjunto total.

### **3.3.3.1 Tratamiento de las series de temperatura de suelo**

En el primer examen visual de las series de temperatura, tanto del suelo como del aire, destaca sobre el resto de variaciones el ciclo anual causado por las variaciones estacionales de la radiación solar en las parcelas (figura 3.15). La presencia del ciclo anual introduce un elemento de estacionalidad que no puede ser obviado. A la vista de este comportamiento, el

procedimiento habitual en la metodología de Box-Jenkins es emplear un modelo ARIMA estacional (modelos SARIMA).

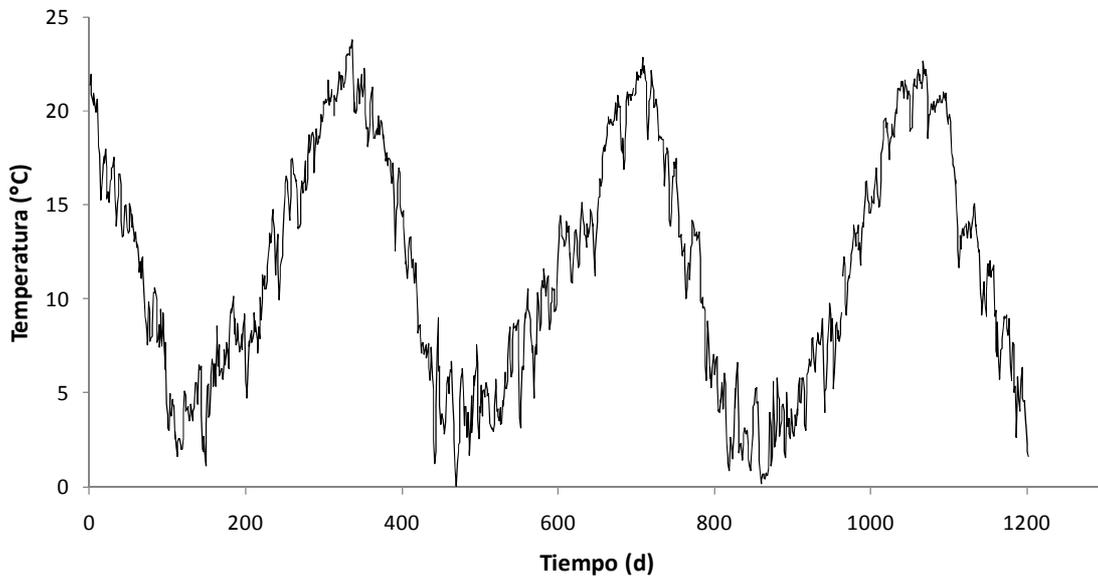


Figura 3.15. Serie de temperatura de suelo promedio diaria perteneciente al punto P1 a 5 cm de profundidad de la parcela ASUF.

Brevemente, los modelos SARIMA son modelos ARIMA que incluyen ciclos estacionales, como por ejemplo la estacionalidad semanal en una serie de tráfico rodado. Los modelos SARIMA constan de dos partes, una de ellas modela el comportamiento estacional de la serie y la otra es un modelo ARIMA habitual (Box *et al.*, 2008, Makridakis *et al.*, 1998). Si se emplea la metodología SARIMA con las series de temperatura debe realizarse una diferenciación estacional, esto es, obtener una nueva serie de la siguiente forma:

$$Z'_t = Z_t - Z_{t-s} \quad (3.35)$$

donde  $s$  es el orden de la estacionalidad. Es importante tener en cuenta que al realizar una diferenciación estacional de orden  $s$  se pierden  $s$  valores en la computación. Con un valor de  $s=365$ , realizar una diferenciación estacional supondría perder un tercio de los datos. Por esto la diferenciación estacional no es operativa y se ha desechado.

Para resolver este problema se ha optado por la metodología propuesta por Persaud y Chang (1983, 1984). Ésta consiste en sustraer el ciclo anual de las series de temperatura diaria de aire y de suelo empleando la técnica del análisis de Fourier (véase anexo A.1, pg 129). No obstante, el análisis de Fourier (o de armónicos) requiere series continuas, por lo que la existencia de lagunas en las series impide su aplicación directa.

La metodología empleada en este trabajo para resolver la limitación de las lagunas en los datos se muestra en la figura 3.16. A partir de la serie de 3.5 años (I) se ha obtenido una serie promedio anual de 365 valores (II). El valor del día 1 de enero de dicha serie promedio anual se obtiene como la media de todos los 1 de enero disponibles en la serie original, y

sucesivamente con el resto de días del año. A estas series promedio se les ha realizado el análisis de armónicos (III). Por último, la serie de Fourier obtenida se aplica a los 3.5 años (IV), lo que permite extraer la estacionalidad anual.

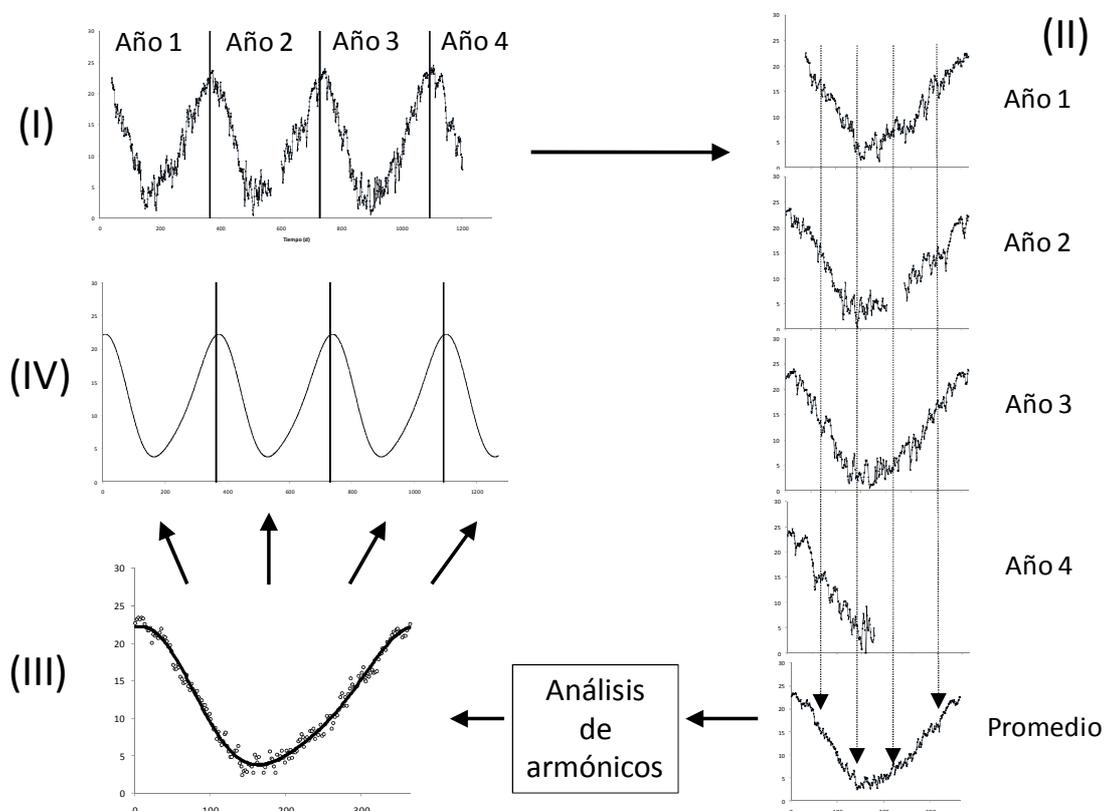


Figura 3.16. Aplicación del análisis de Fourier a series incompletas.

Una vez sustraída la serie de Fourier de las series de temperatura se han ajustado los siguientes modelos:

- Modelo ARIMA de la temperatura promedio diaria de suelo y aire
- Modelo ARIMA de la temperatura máxima diaria de suelo y aire
- Modelo de Función de Transferencia entre la temperatura promedio diaria del suelo ( $Y_t$ ) y la temperatura promedio diaria del aire ( $X_t$ )
- Modelo de Función de Transferencia entre la temperatura máxima diaria del suelo ( $Y_t$ ) y la temperatura máxima diaria del aire ( $X_t$ )

Los modelos FT de cada serie de temperatura de suelo se han ajustado empleando la temperatura de aire de su parcela correspondiente. Debido a numerosos fallos en el sistema de registro de la temperatura de aire en la parcela ASUD, los modelos FT de las series de temperatura del suelo en esta parcela se han ajustado empleando la serie de temperatura del aire de la parcela ASUF, por ser la más parecida en cuanto a tratamiento selvícola recibido.

Una premisa fundamental de aplicación de los modelos ARIMA y FT es la ausencia de valores perdidos en las series. La presencia de lagunas en los datos impide en la mayoría de

series de temperatura disponibles en este trabajo obtener los modelos aplicados al periodo completo de 3.5 años. Por ello, estos modelos se han obtenido empleando el periodo continuo más largo disponible en cada serie. Una vez extraído el ciclo anual, se asume que el proceso estocástico subyacente no varía sustancialmente en función del periodo escogido para una misma serie. Esto permite comparar los modelos entre sí aunque no coincidan exactamente los periodos temporales. Los parámetros estimados en cada modelo ARIMA y FT, así como los parámetros de ajuste de las series de Fourier son comparados tratando de identificar diferencias entre tratamientos selvícolas.

### 3.3.3.2 Tratamiento de las series de humedad del suelo

En el caso de la humedad de suelo también existe estacionalidad anual, que se hace patente en la época de estiaje (figura 3.17). Este comportamiento es debido a una característica típica del clima Mediterráneo, la existencia de veranos secos y cálidos y otoños y primaveras húmedos y frescos (Scarascia-Mugnozza *et al.*, 2000). Al igual que en la temperatura la aplicación de modelos SARIMA se encuentra limitada por disponer sólo de 3.5 años de datos. La aplicación de series de Fourier en series de humedad de suelo a escala diaria no está recomendada por el efecto de distorsión causado por la autocorrelación (Yu y Cruise, 1982). Además, se ha comprobado que su aplicación a las series disponibles en este trabajo no proporciona una solución razonable en términos de parsimonia.

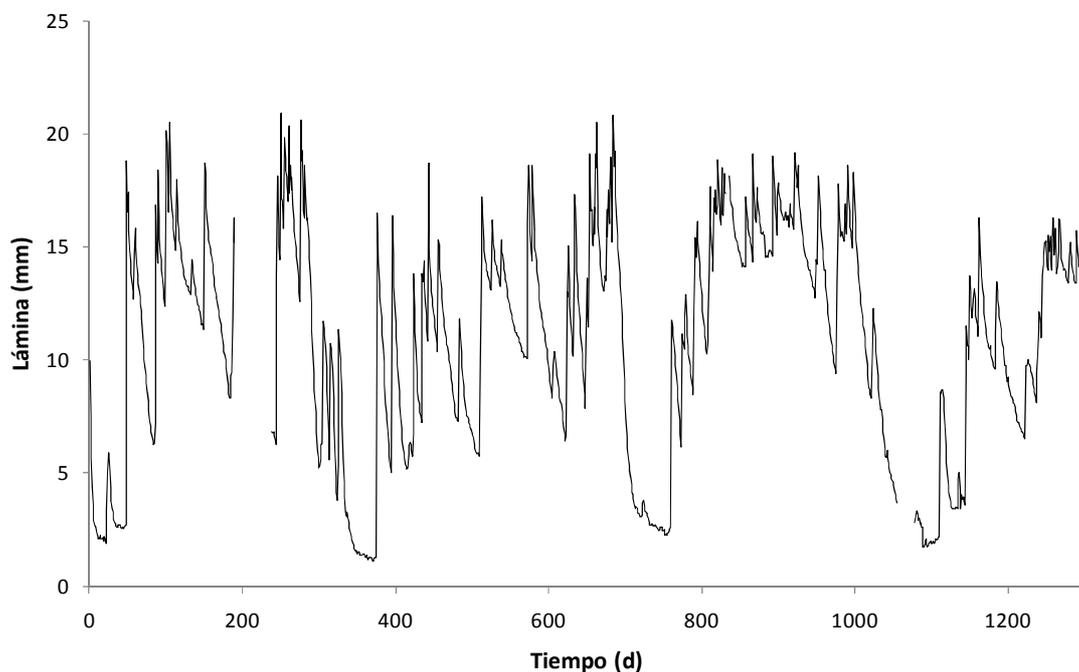


Figura 3.17. Serie calibrada de lámina de agua del suelo del punto P2 a 5 cm de la parcela CONTROL.

Ante la imposibilidad de extraer la estacionalidad de la humedad del suelo no es posible asumir que el proceso estocástico subyacente es el mismo a lo largo de toda la serie, como en el caso de la temperatura una vez sustraídas las series de Fourier. Por ello, la comparación de las diferentes series mediante el empleo de modelos ARIMA y FT ha de

realizarse ajustando todos los modelos al mismo periodo temporal. Teniendo en cuenta esta limitación, se ha realizado un análisis en tres escalas temporales diferentes. Al igual que en el caso de la temperatura, todos los parámetros obtenidos en las diferentes escalas son comparados entre los tratamientos selvícolas realizados.

A.-Análisis anual: Se ha seleccionado un periodo de 365 días en el que la mayoría de series estuvieran completas, construyéndose los modelos para ese periodo. El periodo escogido es el comprendido entre el 17/3/2008 y el 16/3/2009. Los modelos ajustados son:

- Modelo ARIMA de la lámina de agua del suelo
- Modelo de FT entre la precipitación ( $X_t$ ) y la lámina de agua del suelo ( $Y_t$ )

B.-Análisis estacional: A partir de la serie de Fourier de la temperatura del aire se ha dividido el año en cuatro periodos. En la figura 3.18 se muestra dicha división. Los puntos de corte se han obtenido como el primer y tercer cuartil respectivamente de la distribución de los valores de la serie anual de Fourier mostrada. El análisis comparativo se limita a las estaciones de temperatura menos variable. Los periodos se han denominado *verano* (13/7/2008-11/10/2008) e *invierno* (18/12/2008-16/3/2009). Se han ajustado los mismos modelos (misma estructura) obtenidos en el análisis anual para los dos periodos escogidos.

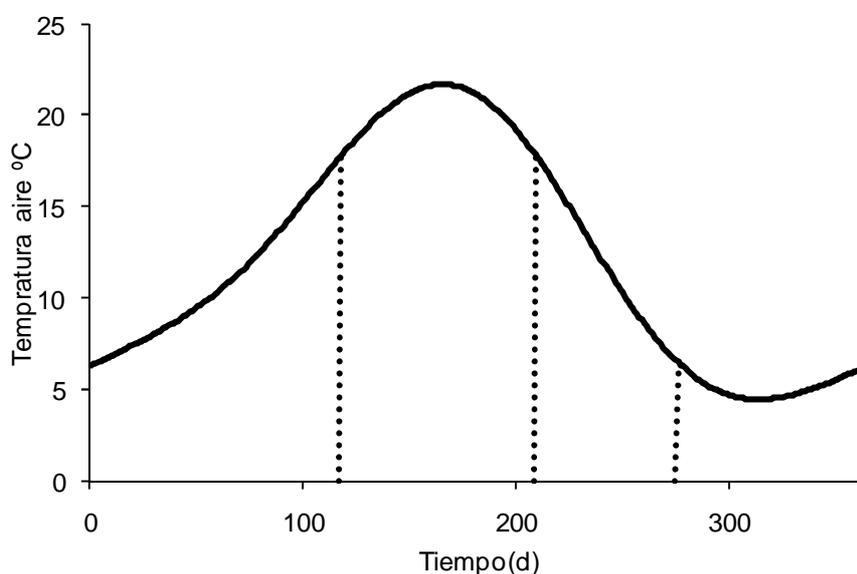


Figura 3.18. División del año en función de la serie de Fourier de la temperatura del aire.

C.-Análisis de evento: Con el objeto de identificar la diferente respuesta de las parcelas tratadas a un episodio puntual de precipitación se ha seleccionado un evento concreto (11/6/2008) y se ha ajustado una regresión lineal a los valores de lámina en función del tiempo de los 10 días siguientes al evento. El modelo ajustado es por tanto:

$$L = at + b \quad (3.36)$$

donde  $L$  es la lámina de agua en mm,  $t$  es el tiempo y  $a$  y  $b$  son los parámetros a ajustar en cada modelo. El valor del parámetro  $a$ , es decir, la pendiente, nos indica la velocidad de secado para el periodo considerado. El parámetro  $b$  es el valor de la lámina en el inicio del proceso de secado.



# 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

---

## 4.1 TEMPERATURA DE SUELO

### 4.1.1 Construcción de los modelos

En este apartado se muestra el proceso de obtención del modelo que mejor ajusta a las series de temperatura promedio diario y máximo diario del suelo. Las etapas de identificación, estimación y validación se detallan para una serie ejemplo. La serie seleccionada corresponde a uno de los puntos de la parcela sometida a tratamiento de aclareo sucesivo uniforme de intensidad débil, en concreto el ASUD P1 a 5 cm. La temperatura del aire, como se ha indicado, es la correspondiente a la parcela ASUF debido a que la serie de la parcela ASUD está muy incompleta.

#### 4.1.1.1 Temperaturas promedio diarias

##### 4.1.1.1.1 *Análisis de Fourier*

Los datos disponibles en cada serie de temperatura se han ajustado a una serie de Fourier. Se han seleccionado los diez armónicos más significativos de cada serie ejemplo (de suelo y aire), cuyos valores de varianza explicada se muestran en la tabla 4.1. En general, los porcentajes de varianza explicados son inferiores en la temperatura del aire comparados con la del suelo.

Tanto en la serie promedio de la temperatura del aire como en la del suelo el armónico que explica la mayor parte de la varianza es el correspondiente al ciclo anual, con periodo  $T=365$  d y frecuencia  $W_1=2\pi/365=0.0172$  rad/d. El siguiente armónico en importancia, también en ambos casos, pertenece al ciclo semianual ( $W_2=0.0344$  rad/d), y explica en torno al 2-3% de la varianza. Los armónicos correspondientes al periodo  $T=365$  y  $T=182.5$  días explican juntos más del 90% de la variabilidad en todas las series disponibles en este trabajo. El resto de armónicos tienen un peso mucho menor, y su orden de importancia varía en función de la serie analizada (resultados no mostrados).

Tabla 4.1. Análisis de armónicos de la series promedio anual de la temperatura del suelo del punto ASUD P1 a 5 cm y la temperatura del aire a 1.5 m de la parcela ASUF. Sólo se muestran los 10 armónicos que mayor porcentaje de varianza explican en cada serie. p es el número de armónico.

Temperatura de suelo				Temperatura de aire			
<i>p</i>	$W_p$ (rad d <sup>-1</sup> )	<i>T</i> (d)	Varianza explicada (%)	<i>p</i>	$W_p$ (rad d <sup>-1</sup> )	<i>T</i> (d)	Varianza explicada (%)
<b>1</b>	<b>0.017</b>	<b>365.0</b>	<b>96.19</b>	<b>1</b>	<b>0.017</b>	<b>365.0</b>	<b>88.25</b>
<b>2</b>	<b>0.034</b>	<b>182.5</b>	<b>2.03</b>	<b>2</b>	<b>0.034</b>	<b>182.5</b>	<b>2.46</b>
4	0.069	91.3	0.13	3	0.052	121.7	1.05
6	0.103	60.8	0.12	6	0.103	60.8	0.66
9	0.155	40.6	0.10	7	0.120	52.1	0.55
12	0.207	30.4	0.09	27	0.465	13.5	0.44
10	0.172	36.5	0.08	19	0.327	19.2	0.40
27	0.465	13.5	0.08	4	0.069	91.3	0.28
7	0.120	52.1	0.06	11	0.189	33.2	0.22
26	0.448	14.0	0.06	16	0.275	22.8	0.22

Estos resultados coinciden con los obtenidos por Persaud y Chang (1983) en suelos de California. Por ello, es razonable limitar el ajuste de la serie de Fourier a estos dos primeros armónicos, de forma que empleando la ecuación A.1.8 (anexo A.1, pg 129) para la serie de temperatura del suelo se obtiene:

$$S_t = S_m + R_1 \cos(W_1 t + \varphi_1) + R_2 \cos(W_2 t + \varphi_2) + TS_t \quad (4.1)$$

donde  $S_m$  es la media de la serie promedio anual,  $R_1$  y  $R_2$  son las amplitudes de los ciclos anual y semianual respectivamente,  $W_1$  y  $W_2$  son las frecuencias correspondientes a dichos ciclos,  $\varphi_1$  y  $\varphi_2$  son los términos de fase y  $TS_t$  es el residuo, es decir, la serie de temperatura de suelo una vez extraído el ciclo anual. En la tabla 4.2 se muestran los parámetros ajustados para las series ejemplo de temperatura de aire y suelo. El valor de  $S_m$  en este caso es la media de la serie promedio anual de 365 valores, y no necesariamente ha de coincidir de forma exacta con la media de los datos disponibles (1194 valores para la serie  $S_t$  ejemplo). De forma análoga a la ecuación 4.1 se define la siguiente serie de Fourier para la temperatura del aire:

$$A_t = A_m + R_1 \cos(W_1 t + \varphi_1) + R_2 \cos(W_2 t + \varphi_2) + TA_t \quad (4.2)$$

Tabla 4.2. Parámetros de las series de Fourier de las series promedio anual de temperatura de suelo del punto ASUD P1 a 5 cm y de aire a 1.5 m de la parcela ASUF.

	Unidades	T aire	Tsuelo
$X_m$	°C	12.26	12.25
$R_1$	°C	8.58	9.01
$W_1$	rad/d	0.0172	0.0172
$\varphi_1$	rad	0.03	0.03
$R_2$	°C	1.41	1.31
$W_2$	rad/d	0.0344	0.0344
$\varphi_2$	rad	-0.52	-0.82

La figura 4.1 muestra el ajuste entre las series ejemplo y sus correspondientes series de Fourier. Como puede apreciarse, la estacionalidad anual de la serie queda recogida de forma satisfactoria empleando únicamente cinco parámetros por serie.

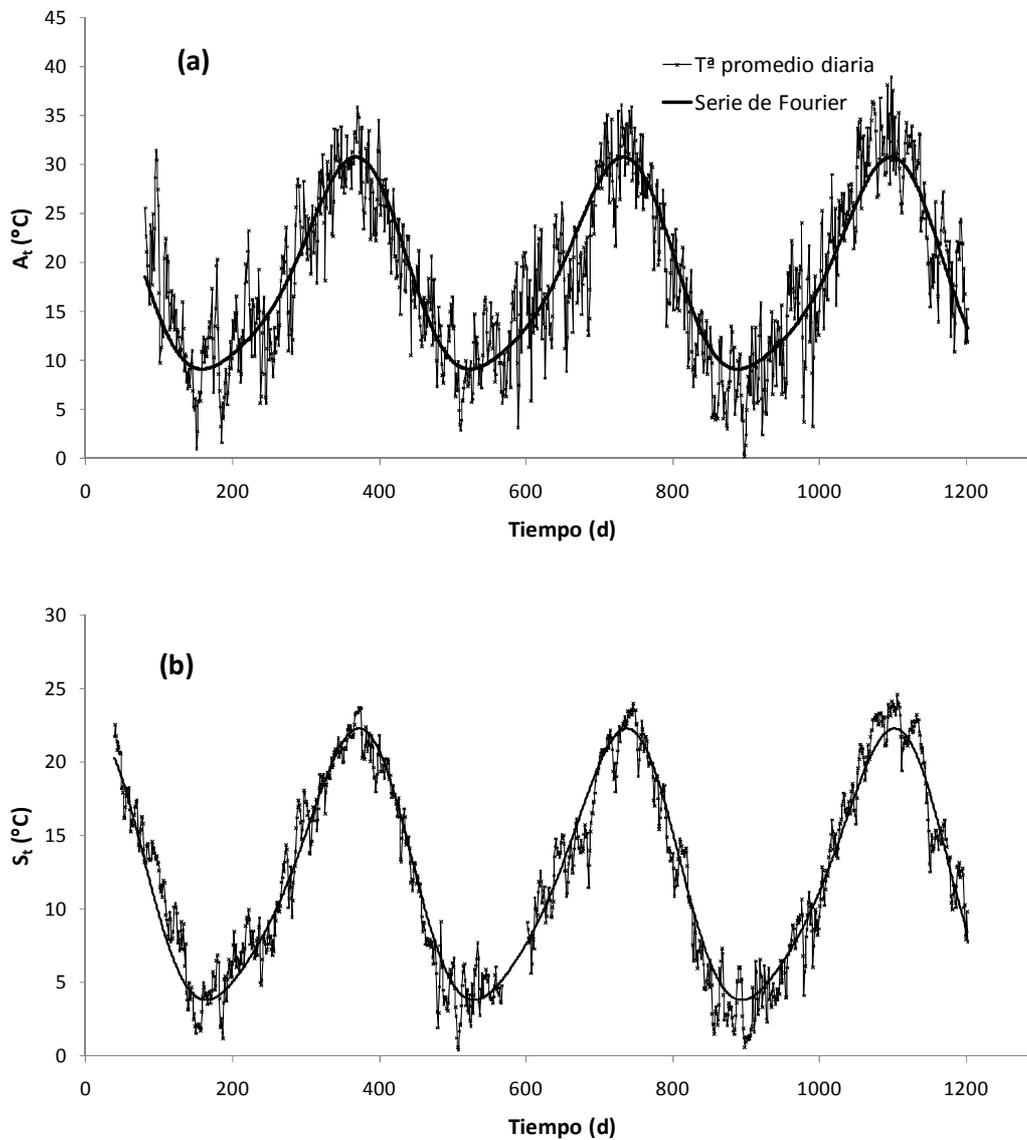


Figura 4.1. Series observadas de (a) temperatura de aire de la parcela ASUF y (b) temperatura de suelo del punto ASUD P1 a 5 cm representadas junto a las series de Fourier calculadas empleando los valores de la tabla 4.2.

#### 4.1.1.1.2 Construcción modelo ARIMA

En este apartado se desarrolla la aplicación del procedimiento de elección y ajuste de modelos ARIMA a la serie de temperatura de suelo una vez extraída la serie de Fourier ( $TS_t$ ). Para ello se ha seleccionado el tramo de mayor longitud que, en el caso de la serie ejemplo, es de 650 valores.

##### Identificación del modelo

La figura 4.2 muestra el gráfico de la serie temporal de la temperatura del suelo estacionaria. El análisis visual de la serie muestra que la varianza es similar a lo largo de la misma, y parece tener también media estacionaria, esto es, no se aprecia una clara tendencia ascendente o descendente. No es necesario por tanto hacer ninguna transformación para estabilizar la varianza ni tampoco diferenciar la serie. Su valor medio es  $-0.18$  y su desviación típica  $1.69$ .

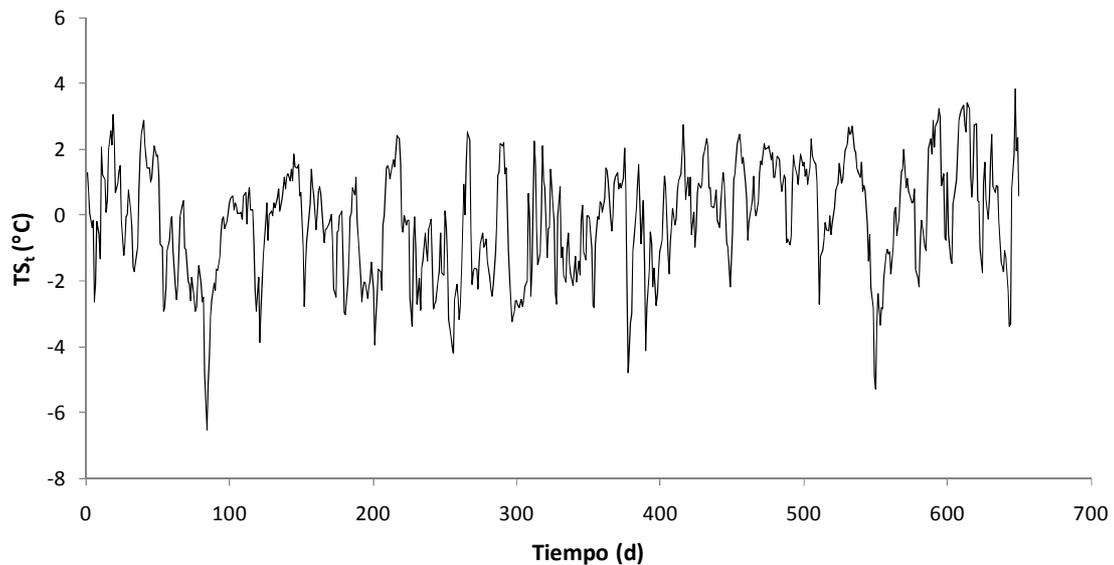


Figura 4.2. Serie de temperatura de suelo una vez sustraídos los ciclos anual y semianual ( $TS_t$ ) del punto ASUD P1 a 5 cm.

La FAS muestral, mostrada en la figura 4.3 (a), desciende progresivamente con un patrón similar a un proceso AR puro. Según la FAP (figura 4.3 (b)), el orden del proceso AR sería  $p=2$ , al ser los valores de los dos primeros retardos significativamente diferentes de cero. El análisis de las funciones FAS y FAP también sugiere la posibilidad de considerar un proceso ARMA (1,1), con  $\phi > 0$  y  $\theta < 0$  (figura 3.11). De esta forma se establecen como posibles modelos las estructuras AR(2) y ARMA(1,1). Ambas alternativas son idénticas en términos de parsimonia.

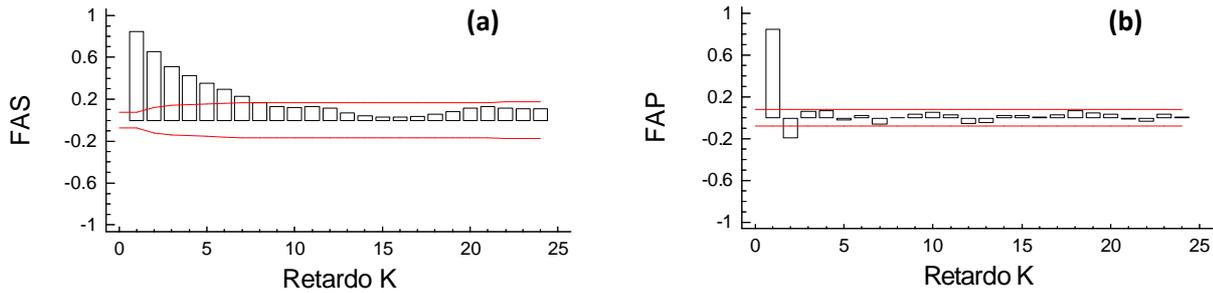


Figura 4.3. (a) Función de autocorrelación simple y (b) función de autocorrelación parcial de la serie de temperatura de suelo una vez sustraídos los ciclos anual y semianual ( $TS_t$ ) del punto ASUD P1 a 5 cm.

### **Estimación, selección y validación del modelo**

Los resultados de estimación para el modelo AR (2) proporcionados por el software son los siguientes:

$$TS_t = \frac{1}{(1-1.013B-(-0.198)B^2)} a_t \quad (4.3)$$

donde los valores del estadístico t son 26.257 y -5.123 para los parámetros  $\phi_1$  y  $\phi_2$  respectivamente. Ambos parámetros tienen un valor absoluto  $|t| > 2$ , indicando que son significativos en el modelo. Además, los coeficientes estimados cumplen las condiciones de estacionaridad, ya que  $|-0.198| < 1$ ;  $(-0.198) + 1.013 < 1$  y  $(-0.198) - 1.013 < 1$ . El valor del estadístico Ljung-Box (Q) es de 20.692 para 16 grados de libertad, indicando que los residuos siguen una estructura de ruido blanco. Tanto la FAS de la serie residual  $a_t$  del modelo AR(2) como su histograma confirman que puede asumirse que sigue una estructura de ruido blanco, puesto que no tiene coeficientes significativos entre los 20 primeros retardos y su distribución se asemeja a la normal (resultados no mostrados). El modelo parece por tanto ser válido.

La estimación de los parámetros del otro modelo sugerido, el ARMA (1,1), proporciona los siguientes resultados:

$$TS_t = \frac{(1-(-0.236)B)}{(1-0.782B)} a_t \quad (4.4)$$

con unos valores de estadístico t de 27.428 para el parámetro  $\phi_1$  y de -5.278 para el parámetro  $\theta_1$ . Al igual que en el caso anterior, ambos parámetros son significativamente diferentes a cero. Tanto  $\phi_1$  como  $\theta_1$  son menores a la unidad en valor absoluto, indicando que el modelo es estacionario e invertible.

El valor del estadístico Q de Ljung -Box no es significativo al 95% de probabilidad sugiriendo que el modelo ha extraído todo el componente determinístico de la serie. La figura 4.4 (a) muestra la FAS residual del modelo y se puede apreciar en ella que los residuos presentan autocorrelaciones nulas, así como distribución cercana a la normal (figura 4.4 (b)). Por tanto, el modelo ARMA (1,1) parece ser también satisfactorio, al igual que el AR (2).

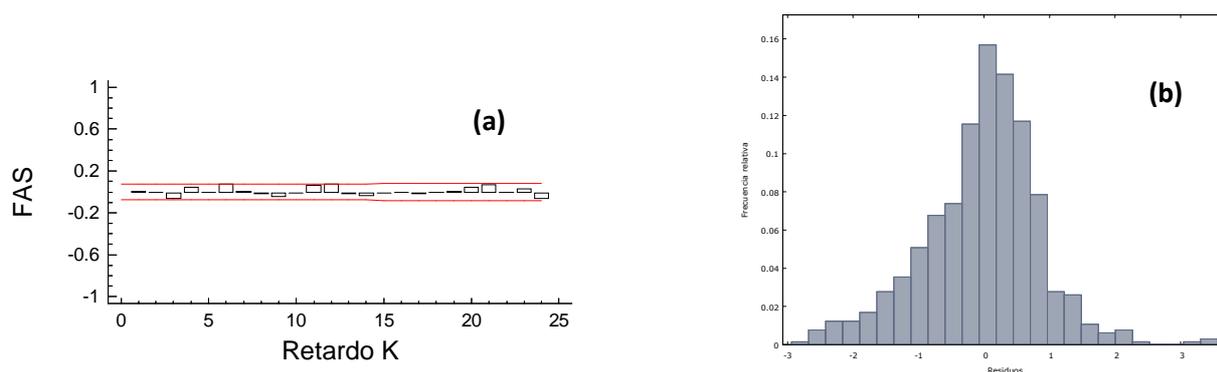


Figura 4.4. (a) Función de autocorrelación simple y (b) histograma de la serie residual del modelo ARMA(1,1) aplicado a la serie TSt del punto ASUD P1 a 5 cm.

Como se ha mostrado, tanto el modelo AR (2) como el modelo ARMA(1,1) son válidos en función de sus autocorrelaciones residuales. Puesto que ambos tienen el mismo número de parámetros, se recurre al criterio BIC para seleccionar el de mejor ajuste. En la tabla 4.3 se muestra el criterio BIC y la significación del estadístico Ljung-Box de algunos modelos comunes.

Tabla 4.3. Comparación de BICnorm entre varios modelos ARIMA comunes para la serie TSt de ASUD P1 a 5 cm. Se muestra el valor de significación P del estadístico de Ljung-Box para k=18 retardos.

Modelo	Valor P (0.05)	BIC normalizado
AR(1)	0.000	-0.189
AR(2)	0.191	-0.218
AR(3)	0.299	-0.210
MA(1)	0.000	0.301
MA(2)	0.000	-0.025
ARMA(1,1)	0.235	-0.220
ARMA(2,1)	0.223	-0.208

Los dos modelos propuestos tienen valores similares de BIC, siendo más bajo el del modelo ARMA (1,1). Por ello se opta por este último modelo como el mejor de los dos. Apoyan esta decisión las funciones de autocorrelación parcial de otras series de temperatura en otros puntos diferentes al elegido para ilustrar el proceso de construcción del modelo. Así, por ejemplo, la figura 4.5 muestra como en la FAP de las series CONTROL P2 a 5 cm y ASUF P1 a 5 cm los coeficientes para el retardo 3 sí son significativos, indicando que una estructura AR (2) no es adecuada.

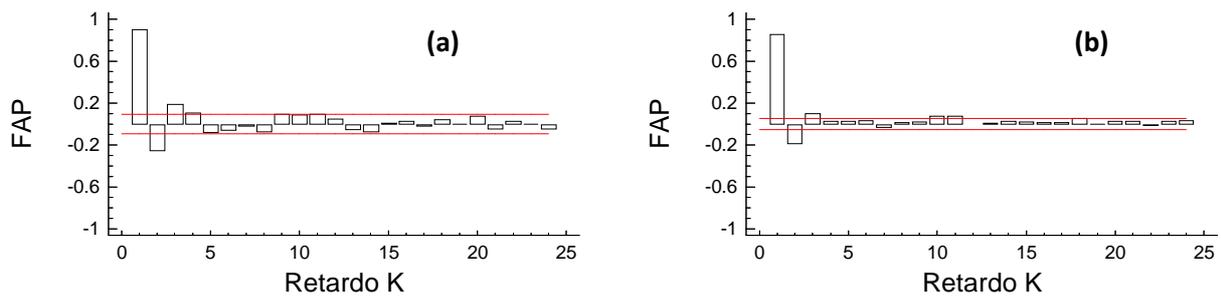


Figura 4.5. Funciones de autocorrelación parcial de las series TS<sub>t</sub> de los puntos CONTROL P2 a 5 cm (a) y ASUF P1 a 5 cm (b). Las FAS de estas series presentan una estructura descendente similar a la FAS de la figura 4.3.

A continuación se comprueba si el modelo elegido cumple con el resto de condiciones de la fase de validación. La figura 4.6 muestra los residuos del modelo ARMA (1,1) ajustado a la serie TS<sub>t</sub>. Los residuos oscilan en torno a un valor medio aproximado de cero, evidenciando la ausencia de tendencia. El valor de la desviación típica 0.88 se ha reducido a la mitad del valor de la serie original TS<sub>t</sub>, de 1.68, indicando que el proceso ARMA (1,1) es adecuado.

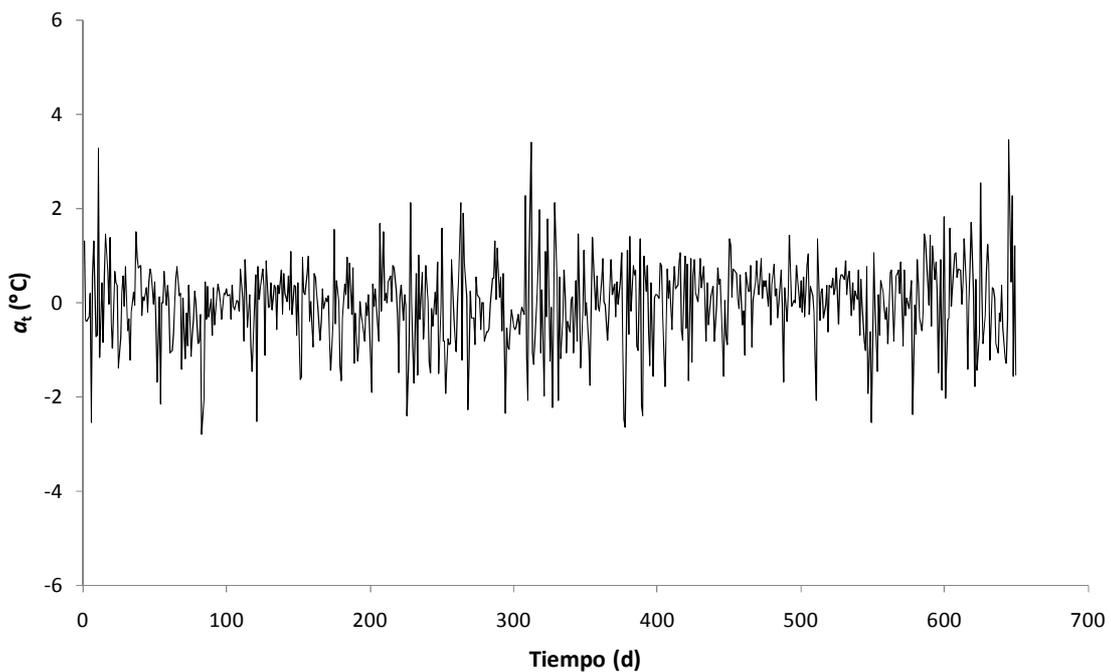


Figura 4.6. Gráfico de serie temporal de la serie residual del modelo ARMA(1,1) aplicado a la serie TS<sub>t</sub> del punto ASUD P1 a 5 cm.

#### 4.1.1.1.3 Construcción del modelo de función de transferencia (FT)

En el siguiente apartado se aplica la metodología de identificación de modelos de función de transferencia entre las series de temperatura de suelo promedio TS<sub>t</sub> (output) y la

serie de temperatura de aire  $TA_t$  (input). El ajuste se hace para el mismo periodo continuo de 650 valores empleado en el ajuste del modelo ARIMA.

### **Identificación**

En primer lugar debe identificarse el modelo ARIMA que mejor ajusta a las series input y output. En el apartado anterior se ha obtenido que el modelo que mejor ajusta a la serie  $TS_t$  es el siguiente:

$$TS_t = \frac{(1-(-0.236)B)}{(1-0.782B)} \alpha_t \quad (4.5)$$

Empleando la misma metodología, el modelo obtenido para la serie de temperatura del aire es:

$$TA_t = \frac{(1-(-0.227)B)}{(1-0.644B)} \alpha_t \quad (4.6)$$

Nótese que tras la aplicación de la metodología ARIMA a los datos ambas series ( $X_t$  e  $Y_t$ ) siguen un proceso con la misma estructura ARMA (1,1). El siguiente paso es preblanquear el output, es decir, obtener la serie  $e_t$  como:

$$e_t = TS_t - 0.644 TS_{t-1} + (-0.227)e_{t-1} \quad (4.7)$$

La función impulso respuesta entre  $TA_t$  y  $TS_t$  se obtiene a partir de la función de correlación cruzada entre  $\alpha_t$  y  $e_t$  (figura 4.7). Se observa que no existe tiempo muerto, ya que  $u_0 \neq 0$ , por lo que  $b=0$ . Respecto a los coeficientes  $r$  y  $s$ , la interpretación de la función impulso respuesta puede hacerse desde dos puntos de vista:

- La primera opción surge al considerar que sólo los dos primeros pesos son significativos, y el resto nulos. De esta forma,  $r=0$  y  $s=1$ .
- La segunda opción es asumir un patrón de decaimiento exponencial, con  $r=1$ . Este patrón de decaimiento se asocia a un único valor de partida ( $u_0$ ), por lo que  $s=0$ .

De esta forma, los dos modelos de función de transferencia propuestos tienen los órdenes (0, 1, 0) y (1, 0, 0), siendo este último el modelo de Koyck. Ambas opciones tienen el mismo número de parámetros.

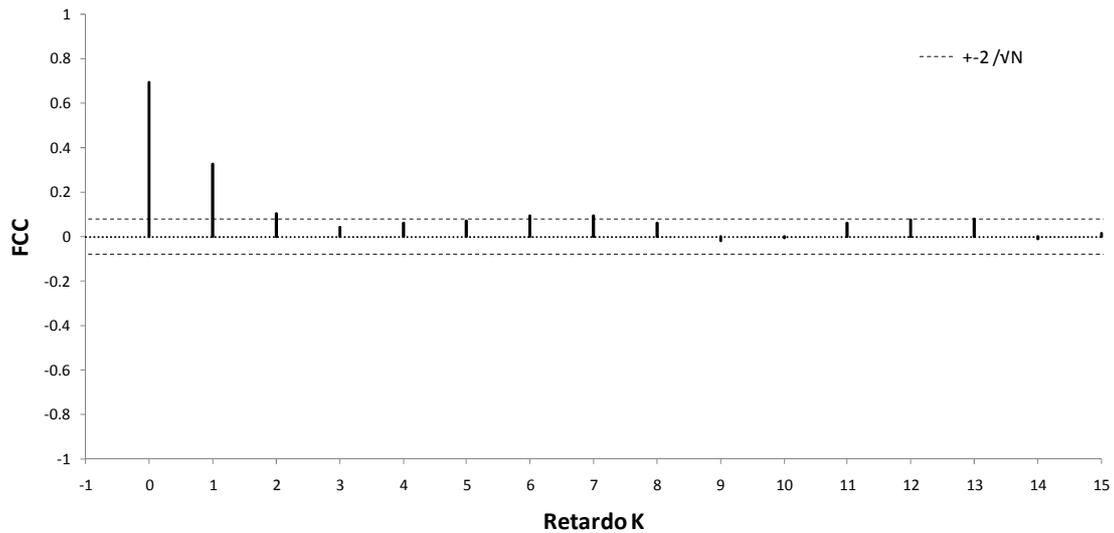


Figura 4.7. Función impulso respuesta entre la serie  $TS_t$  del punto ASUD P1 a 5 cm y la serie  $TA_t$  de la parcela ASUF.

### ***Estimación, selección y validación***

En el proceso de estimación del primer modelo planteado se comprueba a partir de las FAS y FAP residuales que  $N_t$  sigue un proceso AR (1). Así, las estimaciones de los parámetros para el modelo FT (0, 1, 0) + AR (1) proporcionan los siguientes resultados:

$$TS_t = (0.316 - 0.159B)TA_t + \frac{1}{(1-0.774B)}a_t \quad (4.8)$$

con valores de  $t$  de 26.908 para  $\omega_0$ , 13.512 para  $\omega_1$  y 30.915 para  $\phi_1$ , siendo todos ellos significativos. Los residuos  $a_t$  en este caso cumplen con una estructura de ruido blanco, con un estadístico de Ljung Box menor que el percentil 0.95 de la distribución  $\chi^2$  para 17 grados de libertad.

En la figura 4.8 se muestra la FCC residual del modelo 4.8. En la misma existen varios retardos estadísticamente significativos, indicando que la función de transferencia propuesta no es capaz de extraer todo el efecto que la variable  $TA_t$  tiene sobre la variabilidad de  $TS_t$ . El hecho de que los retardos dos y tres sean significativos indica que parte de la variación de  $TS_t$  está relacionada con el valor del input de dos días previos ( $TA_{t-2}$ ) y tres días previos ( $TA_{t-3}$ ), y esta función de transferencia no los incluye. Por tanto, es erróneo considerar que sólo los dos primeros retardos de la función impulso respuesta son importantes.

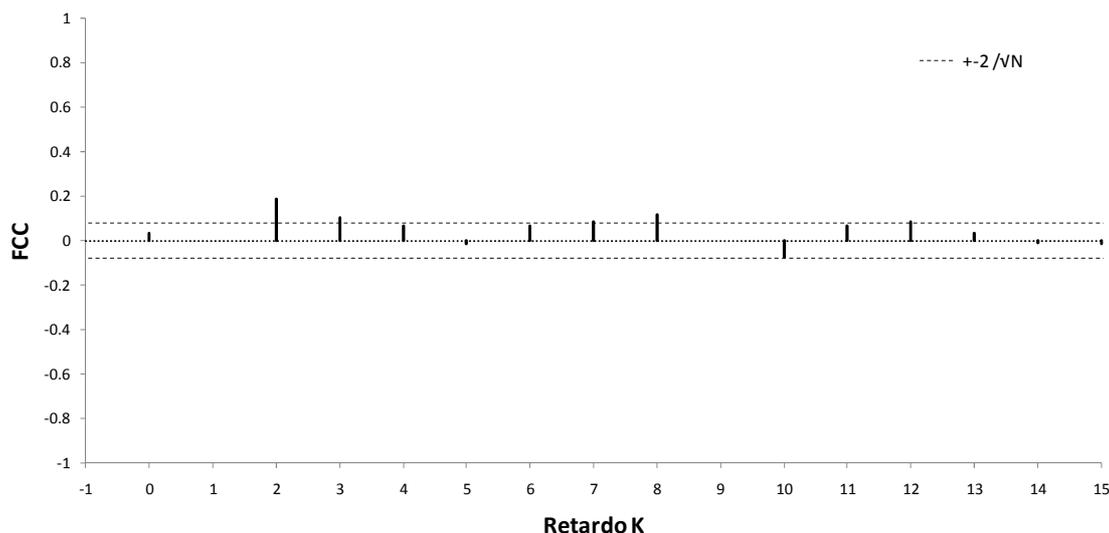


Figura 4.8. Función de correlación cruzada residual del modelo FT (0, 1, 0) + AR(1) aplicado a las series TS del punto ASUD P1 a 5 cm y TA de la parcela ASUF.

A continuación se ajusta el segundo modelo, es decir, una FT (1, 0, 0). En este caso el residuo  $N_t$  también sigue una estructura AR (1). Los resultados de estimación son los siguientes:

$$TS_t = \frac{0.330}{(1-0.451B)} TA_t + \frac{1}{(1-0.749B)} a_t \quad (4.9)$$

con los valores de t de 30.187 para  $\omega_0$ , 18.596 para  $\delta_1$  y 28.564 para  $\phi_1$ . El estadístico de Ljung-Box es 27.978 para 17 grados de libertad, no rechazándose la hipótesis de que  $a_t$  es ruido blanco.

La función de correlación cruzada entre los residuos  $a_t$  y los residuos  $\alpha_t$  se muestra en la gráfica 4.9. Como se puede observar, en principio el modelo de Koyck sí es capaz de extraer toda la información que  $TA_t$  aporta a la varianza de  $TS_t$ . Pese a ser un resultado aceptable, es en cierta forma problemático, ya que existe correlación positiva en el retardo ocho. No obstante, los valores de los retardos más cortos (0-5), que son los más importantes, son muy bajos. Puede asociarse en este caso la significación del retardo ocho al sesgo muestral sin que ello implique invalidez del modelo.

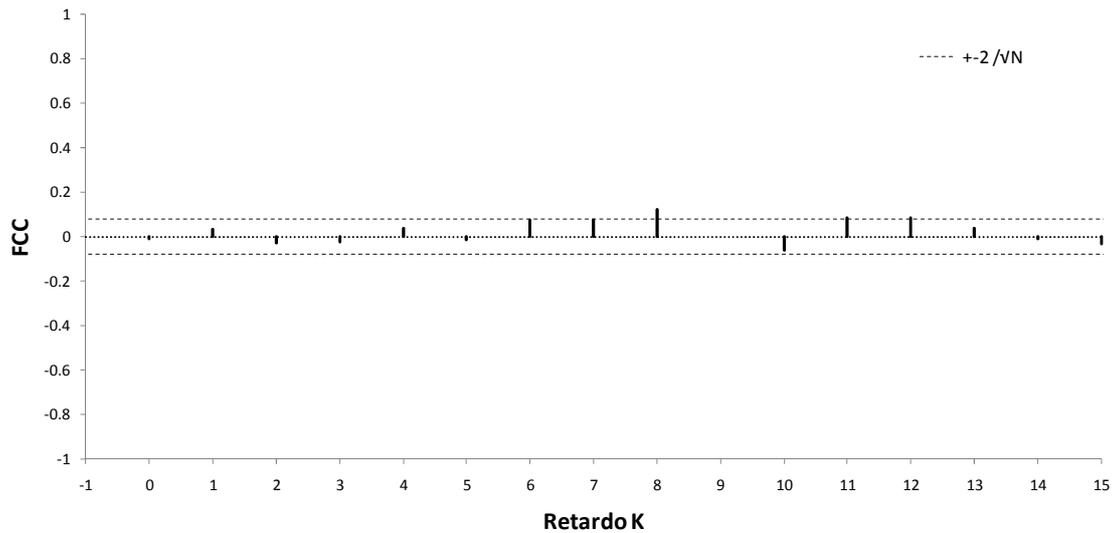


Figura 4.9. Función de correlación cruzada residual del modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series TSt del punto ASUD P1 a 5 cm y TAt de la parcela ASUF.

En la tabla 4.4 se muestran los valores de BIC de diferentes modelos de FT para la temperatura promedio del suelo. En dicha tabla se confirma que el modelo FT (1, 0, 0) es el más adecuado (con el BIC más bajo), por lo que es el modelo elegido en este análisis. La inclusión de más parámetros, como en la FT (2, 0, 0) o la FT (1, 1, 0), no mejora de forma justificada el ajuste.

Tabla 4.4. Comparación de BICnorm de varios modelos FT comunes entre la serie TSt de ASUD P1 a 5 cm y la serie TAt de ASUF. Se muestra el valor de significación P del estadístico de Ljung-Box para k=18 retardos.

Modelo	Valor P (0.05)	BIC normalizado
(0,1,0)+AR(1)	0.009	-1.071
(1,0,0)+AR(1)	0.045	-1.117
(0,0,0)+AR(1)	0.000	-0.837
(1,1,0)+AR(1)	0.049	-1.106
(2,0,0)+AR(1)	0.052	-1.102

La FAS residual del modelo elegido (figura 4.10 (a)), muestra que la serie  $\alpha_t$  no es del todo incorrelada. Los coeficientes 6 y 12 son significativos, pero no parecen ser problemáticos, debido en primer lugar a que se trata de retardos altos y en segundo lugar porque el margen por el que superan los dos errores estándar es muy pequeño. Se puede asumir entonces que el modelo es válido. Por otra parte, el histograma (figura 4.10 (b)) sugiere que los residuos siguen una distribución normal.

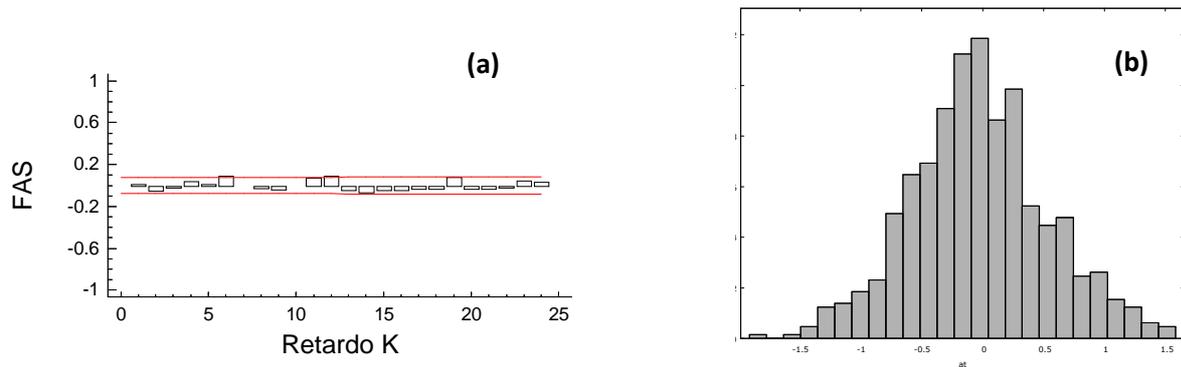


Figura 4.10. Función de autocorrelación simple (a) e histograma (b) de la serie residual del modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series TS<sub>t</sub> del punto ASUD P1 a 5 cm y TAt de la parcela ASUF.

El gráfico de series temporales de los residuos  $a_t$  (figura 4.11) muestra que los residuos están centrados en cero y la varianza es aproximadamente constante en toda la serie. La media de la serie  $a_t$  del modelo (4.9) es -0.03 y su desviación típica,  $\sigma = 0.56$ , es menor a la obtenida con el residuo del modelo (4.4). El modelo FT es por tanto capaz de aportar más información sobre la variable TS<sub>t</sub> que el modelo ARIMA.

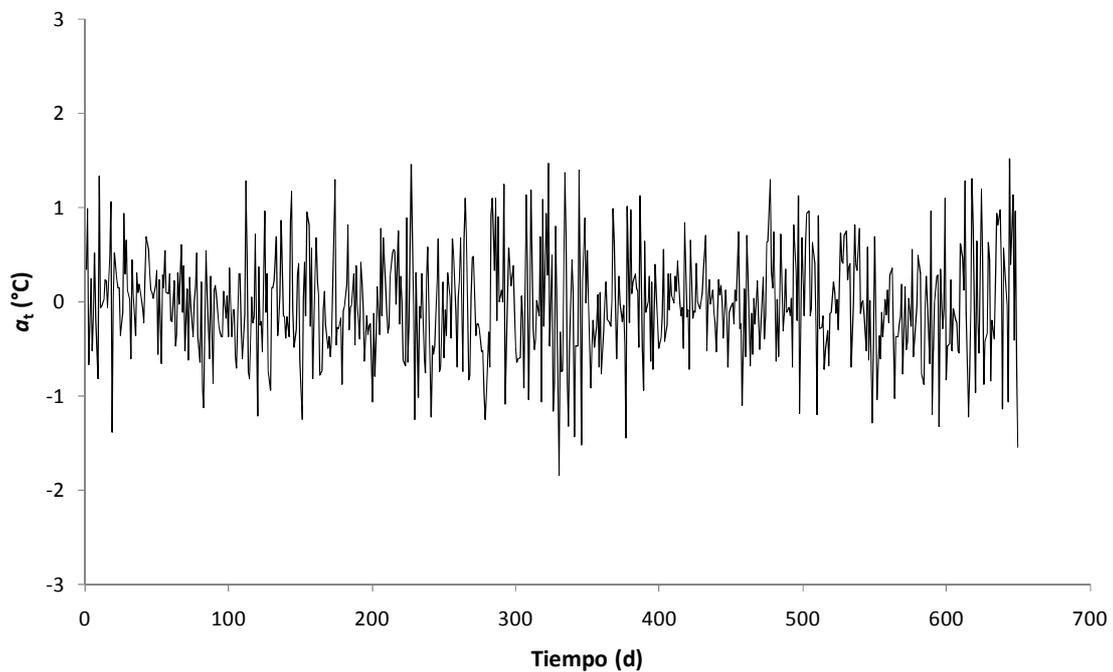


Figura 4.11. Gráfico de serie temporal de la serie residual del modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series TS<sub>t</sub> del punto ASUD P1 a 5 cm y TAt de la parcela ASUF.

Los resultados de predicción del modelo elegido para el periodo de ajuste se muestran en la figura 4.12. Se aprecia que el modelo es capaz de recoger de forma satisfactoria el comportamiento general de la serie.

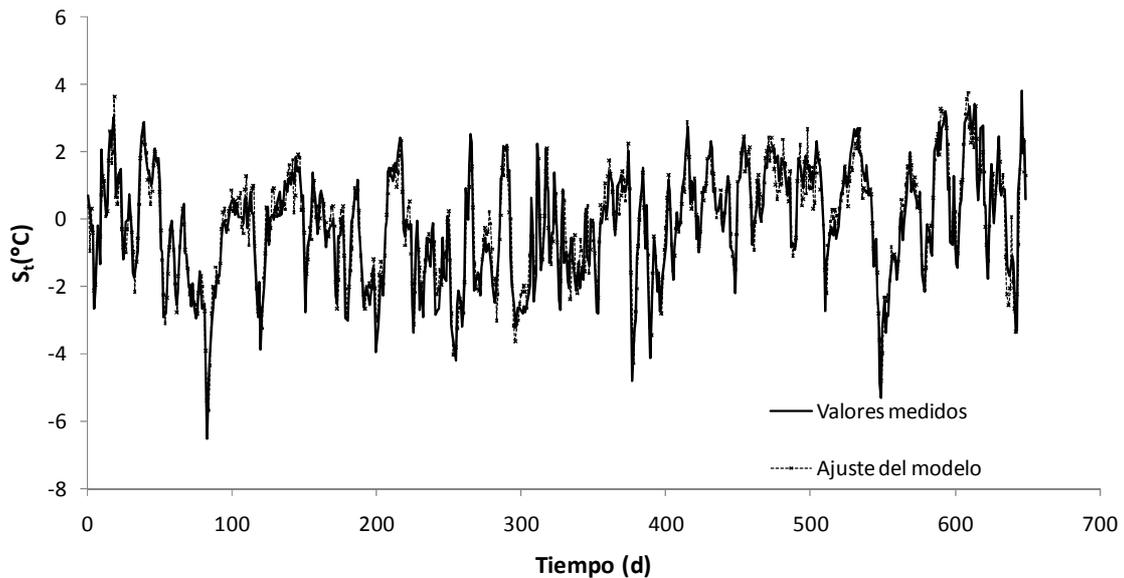


Figura 4.12. Valores observados y estimados por el modelo FT (1, 0, 0) + AR (1) aplicado a las series TS del punto ASUD P1 a 5 cm y TA de la parcela ASUF.

La respuesta de la temperatura del suelo a la temperatura del aire una vez descontado el ciclo anual depende de numerosos factores ligados al sitio (meteorológicos, ecológicos, edáficos, etc...), y esto se refleja en la diversidad de modelos ajustados por diferentes investigadores. Por ejemplo, Brown *et al.* (2000), en un estudio realizado en bosques de Michigan (EE.UU.), comprobaron que los mejores resultados de ajuste para modelar la temperatura del suelo a 15 cm de profundidad se obtenían al incluir exclusivamente la temperatura del aire del día anterior. Esto equivale a un modelo FT (0, 0, 0). Persaud y Chang (1983) obtienen, a partir de la función impulso respuesta, que la temperatura del aire del mismo día ( $TA_t$ ) y la temperatura del aire del día anterior ( $TA_{t-1}$ ) influyen significativamente sobre la temperatura del suelo a 10 cm. La estructura propuesta es por tanto FT (0, 1, 0).

Por su parte, Gehrig-Fasel *et al.* (2008) obtienen en un estudio reciente en bosques de Suiza que la correlación cruzada entre la temperatura del suelo a 10 cm de profundidad y la del aire diferenciadas es significativa para los retardos 0,1 y 2, lo que implica un modelo de FT de estructura (0, 2, 0).

El modelo obtenido en este trabajo abarca en cierta forma los tres modelos anteriores. La función de transferencia FT (1, 0, 0) incluye la influencia de la temperatura del aire de los días previos sobre la temperatura del suelo como una función exponencial del retardo. Así, no se anulan los valores de la temperatura del aire de retardos superiores a 2, como en los modelos alternativos presentados, sino que se reduce su importancia en función del valor del parámetro  $\delta_1$ . Además, esta respuesta distribuida no implica más parámetros.

Esta ventaja puede apreciarse de forma clara con un ejemplo. Así, en un caso en el que la respuesta dinámica de la temperatura del suelo dependa de la temperatura del aire hasta el retardo 4, el modelo construido en este trabajo incluiría esta influencia al tener un valor de  $\delta$  elevado. Sin embargo, el resto de modelos no incluirían la variabilidad aportada por la

temperatura del aire desfasada en retardos altos, lo que implicaría la adición de más términos significativos, con sus correspondientes parámetros a ajustar.

En conclusión, se ha obtenido un modelo que representa de una forma adecuada la relación dinámica entre ambas variables, con una estructura flexible. Pese a que los parámetros obtenidos en el presente estudio son específicos, la estructura general del modelo puede proporcionar similares resultados en otras localizaciones y condiciones.

### ***Evaluación para predicción***

Uno de los objetivos de modelar con FT es poder emplear estos modelos para rellenar huecos en las series incompletas. En este apartado se muestra la capacidad del modelo FT elegido para predecir valores futuros de temperatura de suelo, y poderlos emplear para completar las series. A modo de ejemplo, en la tabla 4.5 se comparan quince predicciones del modelo con los valores observados, junto a los límites de confianza al 95% de probabilidad. Todos los valores excepto dos (en  $t = 151$  y en  $t = 156$ ) se encuentran entre los límites, demostrando el buen comportamiento del modelo en la predicción a corto plazo.

Tabla 4.5. Predicciones de TSt del modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series TSt del punto ASUD P1 a 5 cm y TAt de la parcela ASUF.

<b>t</b>	<b>Límite inferior 95%</b>	<b>Predicción</b>	<b>Límite superior 95%</b>	<b>Observado</b>	<b>Error</b>
149	-0.67	0.28	1.22	0.69	0.41
150	-1.79	-0.66	0.47	-1.01	-0.36
151	-2.47	-1.28	-0.08	-2.77	-1.49
152	-1.86	-0.64	0.58	-1.59	-0.95
153	-1.74	-0.51	0.72	-0.79	-0.28
154	-1.31	-0.07	1.16	-0.40	-0.33
155	-1.56	-0.32	0.92	0.34	0.66
156	-1.20	0.03	1.27	1.38	1.34
157	-1.08	0.15	1.39	0.89	0.74
158	-1.67	-0.43	0.81	0.62	1.05
159	-1.68	-0.45	0.79	-0.45	0.00
160	-1.53	-0.30	0.94	0.04	0.33
161	-1.47	-0.23	1.01	0.71	0.94
162	-1.30	-0.06	1.18	0.86	0.92
163	-1.34	-0.10	1.14	0.63	0.74

Las predicciones deben reincorporar la estacionalidad anual para poder ser empleadas en el rellenado de las series. El retorno de los valores a la medida original se hace mediante la adición de la serie de Fourier ajustada para cada sonda. En la tabla 4.6 se muestra el resultado una vez reincorporada la serie de Fourier. Como se puede apreciar, en ningún caso el error de predicción es superior a 1.5 °C en valor absoluto. Estos resultados confirman la validez del modelo para predecir valores de temperatura de suelo en periodos cortos de tiempo.

Tabla 4.6. Predicciones de temperatura de suelo reincorporando la serie de Fourier a las predicciones del modelo FT (1, 0, 0) + AR (1) aplicado a las series TSt del punto ASUD P1 a 5 cm y TAt de la parcela ASUF.

t	Predicción	Observado	Error
149	22.16	22.57	0.41
150	21.17	20.81	-0.36
151	20.49	19.00	-1.49
152	21.06	20.11	-0.95
153	21.12	20.84	-0.28
154	21.49	21.16	-0.33
155	21.16	21.82	0.66
156	21.44	22.78	1.34
157	21.47	22.21	0.74
158	20.80	21.85	1.05
159	20.69	20.69	0.00
160	20.75	21.08	0.33
161	20.71	21.65	0.94
162	20.78	21.70	0.92
149	20.63	21.37	0.74

### 4.1.1.2 Temperaturas máximas diarias

En este apartado se muestra de forma resumida los resultados del ajuste de modelos ARIMA y FT a las series de temperatura máxima diaria de suelo una vez extraídas las series de Fourier (TMS<sub>t</sub>) del mismo punto tomado como ejemplo en las series de temperatura promedio. Los resultados difieren de los obtenidos en el ajuste de la temperatura promedio.

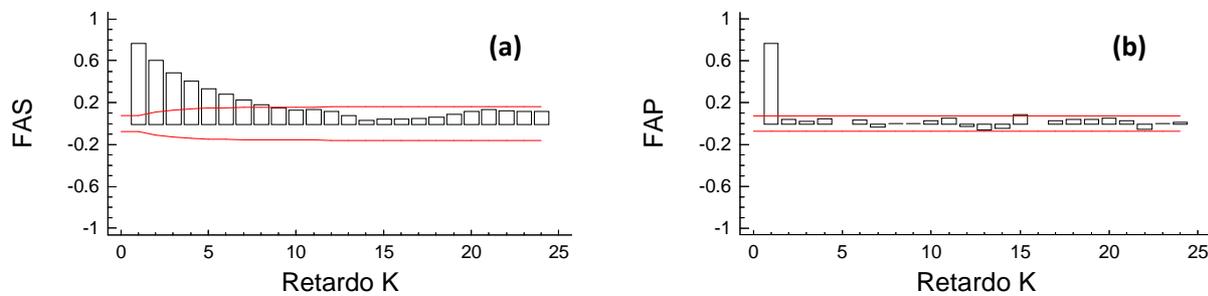


Figura 4.13. (a) Función de autocorrelación simple y (b) parcial de la serie de temperatura máxima de suelo una vez sustraídos los ciclos anual y semianual (TMS<sub>t</sub>) del punto ASUD P1 a 5 cm.

La figura 4.13 muestra las funciones de autocorrelación simple y parcial de la serie ejemplo de temperatura máxima diaria una vez sustraída la estacionalidad (TMS<sub>t</sub>). Como puede observarse, ésta sigue un patrón propio de procesos AR (1), con una FAS en descenso progresivo y una FAP significativa en el retardo uno. Las pruebas de validación son superadas de forma satisfactoria por los residuos del modelo (resultados no mostrados), por lo que el modelo definido es:

$$TMS_t = \frac{1}{(1-\phi_1 B)} a_t \tag{4.10}$$

Los modelos de FT entre la temperatura máxima diaria del suelo ( $TMS_t$ ) y la temperatura máxima diaria del aire ( $TMA_t$ ) se han identificado mediante la función impulso respuesta obtenida con el método del preblanqueo. La función impulso respuesta de la serie ejemplo se muestra en la figura 4.14.

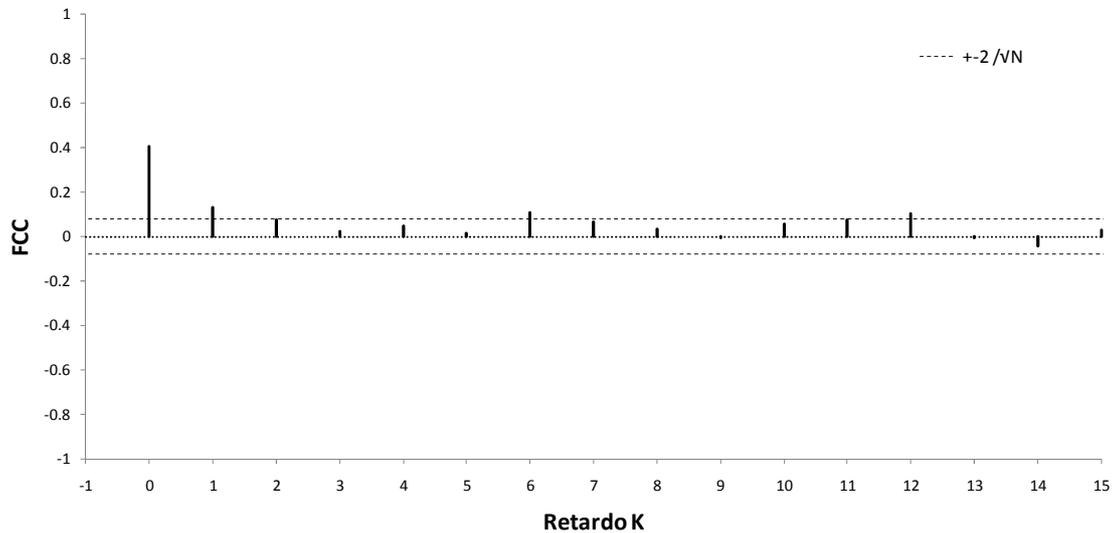


Figura 4.14. Función impulso respuesta entre la serie TM del punto ASUD P1 a 5 cm y la serie TMA de la parcela ASUF.

En este caso, al igual que en el de la temperatura promedio, la respuesta es simultánea, sin existir tiempo muerto. La interpretación más simple en términos de parsimonia es considerar que el único peso significativo es  $u_0$ , y el resto son nulos. A pesar de que el peso  $u_1$  es significativo, se considera nulo por dos razones. En primer lugar, por el escaso margen por el que supera los límites de error. En segundo lugar, porque el análisis de las funciones impulso respuesta de otras series de temperatura máxima en otros puntos diferentes al elegido como ejemplo muestra que en la mayoría de ellas únicamente el peso  $u_0$  es significativo (resultados no mostrados). Los resultados en la fase de validación confirman que el modelo FT  $(0, 0, 0)+AR(1)$  es válido para las temperaturas máximas diarias del suelo. Así, el modelo de FT identificado para esta variable es:

$$TMS_t = \omega_0 TMA_t + \frac{1}{(1-\phi_1 B)} a_t \tag{4.11}$$

Los resultados de este trabajo son similares a los obtenidos por Kluender *et al.*(1993) en Arkansas (EEUU), donde observaron que la temperatura máxima del aire era 1.4 veces más importante que el día juliano (es decir, el ciclo anual) en la predicción de la temperatura máxima del suelo a 5 y a 10 cm. Concluyeron que la temperatura máxima diaria del suelo dependía de forma significativa de la temperatura máxima del aire del mismo día.

## 4.1.2 Comparación entre tratamientos

### 4.1.2.1 Series de Fourier

Se observan diferencias en el régimen térmico de las parcelas sometidas a distintos tratamientos selvícolas. La figura 4.15 muestra las series de temperatura promedio diaria  $S_t$  de un punto representativo por parcela a 5 cm de profundidad. Se puede observar que las diferencias generadas por los tratamientos se manifiestan de forma gradual en función de la época del año, siendo máximas en verano y mínimas en invierno. La misma diferenciación por tratamiento se observa en los datos de las temperaturas máximas diarias (resultados no mostrados), indicando que el factor determinante es la radiación incidente que alcanza la superficie del suelo.

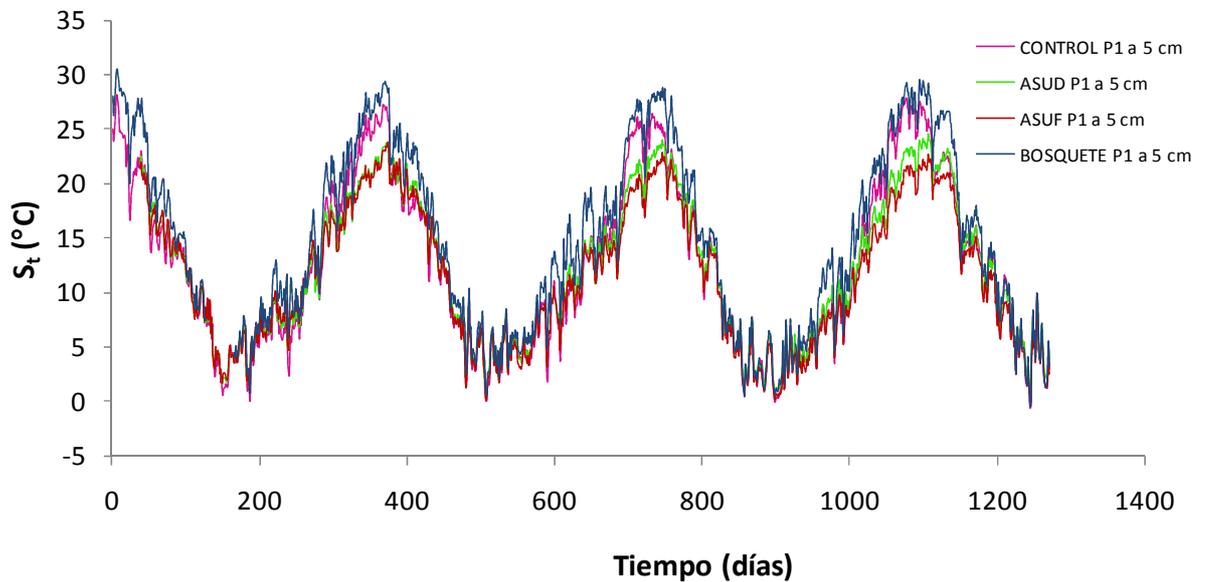


Figura 4.15. Series representativas de temperatura promedio de suelo  $S_t$  de las cuatro parcelas.

Las diferencias en la dinámica anual de las series de temperatura promedio  $S_t$  se reflejan en los parámetros obtenidos en el ajuste del análisis de armónicos, cuyos valores se muestran para todos los puntos disponibles en la tabla 4.7.

Tabla 4.7. Parámetros de la serie de Fourier calculados para las series promedio anual disponibles de las temperaturas promedio diarias. V.E es la varianza explicada por cada término senoidal, expresada en tanto por uno. La serie de Fourier ajustada es  $S_t = S_m + R_1 \cos(W_1 t + \varphi_1) + R_2 \cos(W_2 t + \varphi_2) + TS_t$  para las series de temperatura del suelo y  $A_t = A_m + R_1 \cos(W_1 t + \varphi_1) + R_2 \cos(W_2 t + \varphi_2) + TA_t$  para las series de temperatura del aire.

		Punto	$S_m$	$R_1$	$\varphi_1$	V. E.	$R_2$	$\varphi_2$	V. E.
5cm	Control	1	12.71	10.15	0.07	0.94	1.72	0.00	0.03
		2	13.14	9.91	0.00	0.95	1.63	-0.02	0.03
		3	13.16	8.12	-0.03	0.92	1.58	-0.51	0.04
	ASU D	1	12.25	9.01	0.03	0.96	1.31	-0.82	0.02
		2	12.04	7.46	-0.04	0.96	0.98	-0.62	0.02
		3	-	-	-	-	-	-	-
	ASU F	1	11.68	8.57	0.03	0.96	1.31	-0.94	0.02
		2	13.42	8.99	0.03	0.95	1.33	-0.53	0.02
		3	10.80	8.78	0.07	0.96	1.04	-0.51	0.01
	Bosquete	1	14.58	11.06	0.11	0.95	1.79	-0.67	0.03
		2	12.56	11.75	0.11	0.94	2.30	-0.07	0.04
		3	16.87	8.94	0.01	0.95	1.38	-0.91	0.02
10cm	Control	1	12.31	9.36	0.04	0.95	1.45	-0.09	0.02
		2	-	-	-	-	-	-	-
		3	12.56	7.01	-0.11	0.93	1.32	-0.64	0.03
	ASU D	1	11.70	7.95	0.00	0.97	1.01	-0.91	0.02
		2	12.19	7.43	0.01	0.96	1.16	-0.69	0.02
		3	12.99	8.32	-0.03	0.96	0.99	-0.54	0.01
	ASU F	1	11.36	8.01	-0.03	0.97	1.10	-1.00	0.02
		2	11.86	7.70	0.01	0.95	1.13	-0.76	0.02
		3	13.13	9.44	-0.03	0.96	0.98	-0.41	0.01
	Bosquete	1	13.69	9.68	0.06	0.96	1.39	-0.84	0.02
		2	12.19	10.76	0.07	0.94	1.95	-0.12	0.03
		3	13.20	10.40	0.03	0.97	0.91	-0.80	0.01
			$A_m$	$R_1$	$\varphi_1$	V. E.	$R_2$	$\varphi_2$	V. E.
Aire	Control		12.53	8.57	0.00	0.90	1.32	-0.47	0.02
	ASU F		12.26	8.58	0.03	0.91	1.41	-0.52	0.02
	Bosquete		12.81	8.64	0.01	0.90	1.30	-0.48	0.02

La comparación entre los datos de la tabla 4.7 y los valores representados en la figura 4.15 muestran la concordancia entre los parámetros ajustados a las series y las diferencias observadas entre éstas. Se puede observar que tanto el valor del parámetro  $S_m$ , que corresponde al valor medio de la serie, como los valores de  $R_1$  y  $R_2$ , que son las amplitudes del ciclo anual y semianual respectivamente, son mayores en el punto BOSQUETE P1 a 5 cm en comparación al resto de puntos representados en la figura 4.15 (ASUF P1 a 5 cm, ASUD P1 a 5 cm y CONTROL P1 a 5 cm). El hecho de que las temperaturas estivales sean más elevadas en el punto BOSQUETE P1 a 5 cm (figura 4.15) es la causa de que el valor promedio anual sea más alto ( $S_m$ ) y de que la amplitud de la onda senoidal anual lo sea también ( $R_1$ ). También es la causa de que la amplitud del ciclo semianual ( $R_2$ ) sea la mayor de los puntos de la figura 4.15, aunque su interpretación no es tan inmediata como en los otros dos parámetros citados.

La figura 4.16 muestra el efecto que tiene sobre la serie de Fourier anual la adición del ciclo semianual. A pesar de su poca importancia en el peso total de la serie, con un 2-4% de la

varianza explicada en todos los casos (tabla 4.7), el ciclo semianual corrige al alza las temperaturas de verano e invierno, haciendo que sean más altas de lo que serían si se empleara sólo el ciclo anual (figura 4.16). De todos los puntos representados en la figura 4.15, el punto BOSQUETE P1 a 5 cm es el que presenta la mayor corrección al alza.

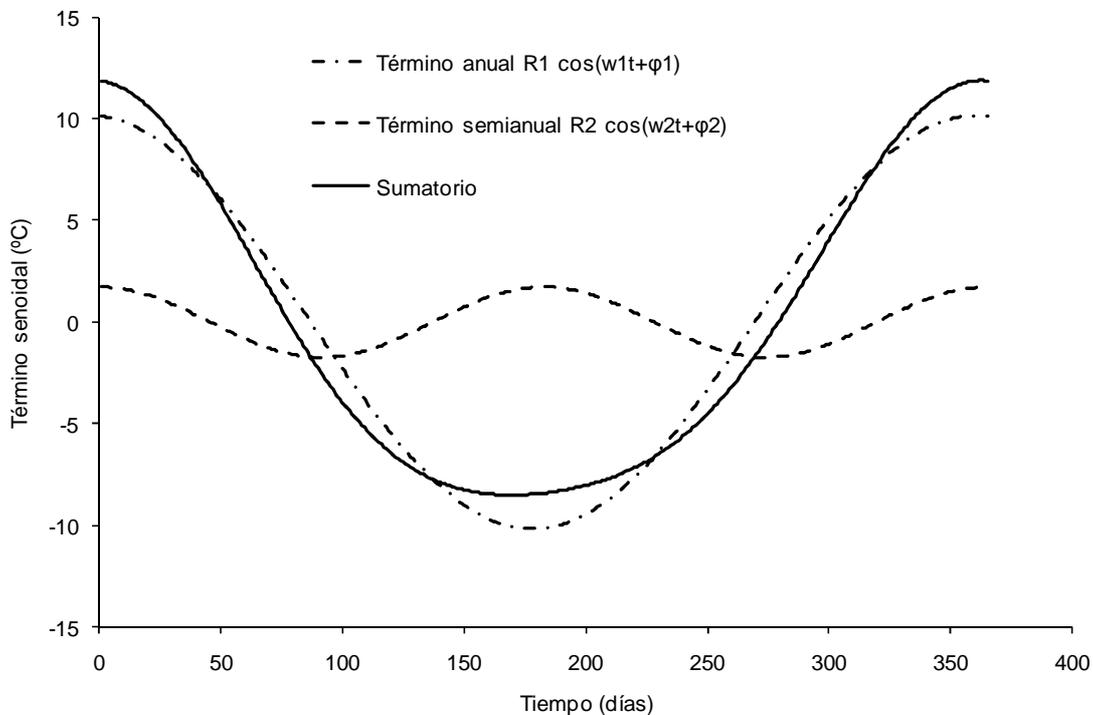


Figura 4.16. Componente senoidal anual, semianual y sumatorio de ambos para la serie de temperatura promedio de suelo del punto CONTROL P1 a 5 cm.

Por otra parte, los términos de fase  $\phi_1$  son muy similares tanto en las series de temperatura de suelo como en las de temperatura de aire, indicando que la onda no ha sido retrasada de forma notable. El desfase de la onda de temperatura anual en función de la profundidad observado normalmente (Brady y Weil, 2002, Jury *et al.*, 1991) no se aprecia en estas series debido a la escasa diferencia de profundidad. Los términos de fase de la onda semianual  $\phi_2$  presentan una variabilidad mayor, y dadas las interacciones de este ciclo con el anual son de difícil interpretación.

Tanto los valores de temperatura media como las amplitudes del ciclo anual y semianual tienden a presentar en promedio el orden BOSQUETE>CONTROL>ASU (tabla 4.7). Así, a 5 cm de profundidad, los valores de temperatura media anual son en promedio 1°C mayores en CONTROL que en las parcelas ASU, y de la misma manera, el valor de  $S_m$  en BOSQUETE es en promedio 1.7 °C mayor que en la parcela CONTROL. A 10 cm las diferencias siguen existiendo, pero éstas se atenúan. La misma tendencia a nivel de parcela se ha obtenido en el análisis de armónicos de las series de temperatura máxima diaria (Anexo 2, tabla A.2.1).

El hecho de que la parcela en la que se ha eliminado la vegetación arbórea (BOSQUETE) sea la que mayores temperaturas de suelo registra coincide de forma generalizada con observaciones realizadas con especies forestales de diferentes géneros

(Prévost, 2008; Weng *et al.*, 2007; Chen *et al.*, 1993; Olchev *et al.*, 2009). Esto indica que la eliminación del dosel provoca el incremento de la temperatura del suelo por la pérdida del efecto protector de la cubierta arbórea y la modificación del balance radiativo en la superficie, que resulta en una mayor radiación neta absorbida por el suelo. Esto se encuentra ampliamente aceptado en la literatura científica (Brady y Weil; 2002; Bonan, 2002; Kimmins, 2004; Aussenac, 2000).

Los resultados obtenidos en este trabajo indican que el suelo de las parcelas aclaradas tiene en promedio temperaturas más bajas en el periodo estival que en la parcela CONTROL. Esto se refleja en los tres parámetros  $S_m$ ,  $R_1$  y  $R_2$ , exceptuando el parámetro  $R_1$  a 10 cm, cuyo valor promedio es mayor en ASUF que en CONTROL (tabla 4.7). Los resultados obtenidos al respecto por otros autores no son tan claros como los mostrados para el caso de la eliminación total del dosel arbóreo. Si bien los tratamientos que conllevan una eliminación parcial del estrato arbóreo aumentan la temperatura del suelo en algunos casos (Londo *et al.*, 1999; Kim *et al.*, 2009), existe en la bibliografía sobre el tema estudios en los que ésta no se ve afectada de forma significativa (Weng *et al.*, 2007) o incluso desciende puntualmente en algunas parcelas aclaradas respecto a los valores medidos en la cobertura original (Prévost, 2008).

Este resultado es contrario al que cabría esperar, y se ha tratado de encontrar una explicación a este hecho. Una posibilidad es que en las parcelas ASU exista un doble aislamiento, formado por el estrato arbóreo más el arbustivo (Lidón *et al.*, 2008). No obstante, la inspección visual de las parcelas no parece sugerir que en las ASU los arbustos estén más desarrollados que en la CONTROL. Otro factor que podría explicar este comportamiento es la existencia de diferencias en el grado de exposición de las parcelas. Una de las asunciones de partida del trabajo es que las parcelas tienen pendientes bajas y la misma orientación (apartado 3.2.1), pero ante los resultados obtenidos se decidió medir ambas variables en las cuatro parcelas del estudio. Los resultados de dichas mediciones se muestran en la tabla 4.8, junto al cociente entre el coseno del ángulo cenital medio de la superficie inclinada respecto del de una superficie horizontal calculado para el solsticio de invierno y el de verano.

Tabla 4.8. Datos de exposición medidos en las parcelas.

Parcela	Pendiente (°)	Orientación (°)	Cociente entre el coseno del ángulo cenital medio respecto al de una superficie horizontal (adim.)	
			Solsticio de verano	Solsticio de invierno
CONTROL	6	275	0.99	0.98
ASUD	4	45	0.98	0.88
ASUF	4.7	357	0.96	0.80
BOSQUETE	2.8	354	1.01	0.88

Se observa en la tabla 4.8 que, una vez medidas, puede afirmarse que las pendientes de las parcelas son todas bajas, especialmente la de la parcela BOSQUETE. Sin embargo, la orientación de las parcelas sí presenta diferencias notables. Mientras las parcelas ASUF y BOSQUETE se encuentran orientadas al norte, la parcela ASUD está orientada al noreste, y, lo que es más importante, la parcela CONTROL al suroeste. El hecho de que la parcela CONTROL

tenga una orientación suroeste, junto con su mayor pendiente, causa que reciba mayor radiación en verano que las parcelas ASU (tabla 4.8). Ésta parece ser la causa más probable de que CONTROL tenga en promedio temperaturas mayores que las parcelas ASUD y ASUF.

Otro factor importante que debe tenerse en cuenta es la variabilidad dentro de cada parcela. Por ejemplo, el valor promedio de  $S_m$  a 5 cm de la parcela ASUF es menor que el de la parcela CONTROL, pero el valor del punto P2 de ASUF supera a todos los puntos de CONTROL (tabla 4.7). La temperatura de los suelos forestales suele presentar elevada variabilidad espacial (Chen *et al.*, 1999). Por ejemplo, Johnson *et al.* (2009) observaron patrones diferentes de temperatura diaria en el horizonte orgánico a 20 cm de los troncos, bajo la copa y en claros entre árboles en zonas semiáridas. Así, las variaciones espaciales explican que Soria *et al.* (2005), en las mismas parcelas de Tuéjar, obtuvieran que la temperatura media en los meses estivales era mayor en las parcelas aclaradas que en la CONTROL, resultado diferente al encontrado en este trabajo. Debe indicarse que los puntos de instalación de las sondas del trabajo de Soria *et al.* no coinciden con los puntos empleados en este trabajo.

El análisis de los coeficientes de las series de Fourier de temperatura de suelo ha permitido extraer dos conclusiones importantes. Por un lado, el efecto que tienen los factores combinados de exposición y cobertura de vegetación sobre la dinámica anual de las temperaturas promedio y máximas del suelo se manifiesta en la época estival. Por otro lado, las diferencias dentro de una misma parcela sugieren que los resultados obtenidos deben ser interpretados con cautela, sobretodo a la hora de generalizar a otros ecosistemas o lugares.

Respecto a la temperatura del aire, la homogeneidad de los valores obtenidos indica pocas variaciones en la dinámica anual de esta variable en función del tratamiento. No obstante, tanto el valor de  $A_m$  como el de la amplitud del ciclo anual siguen siendo mayores en la parcela BOSQUETE, un resultado similar al obtenido con cubierta de *Pinus halepensis* por Ripoll *et al.* (2001).

#### 4.1.2.2 Modelos ARIMA

Una vez extraído el componente anual de las series mediante el análisis de Fourier se aplica el modelo ARMA (1,1) a las series estacionarias  $TS_t$  y  $TA_t$ , cuyos parámetros estimados se muestran en la tabla 4.9. El parámetro autorregresivo es menor en las series de temperatura de aire (0.61-0.64) que en los de temperatura de suelo (0.75-0.91). Esto se debe a que las temperaturas del suelo presentan mayor inercia térmica que las temperaturas del aire, lo que se traduce en una menor variabilidad que es atribuible al efecto amortiguador del suelo causado por su mayor capacidad calorífica. Puede apreciarse esto de forma gráfica en la figura 4.17, donde se muestra la serie de temperatura de aire  $TA_t$  de la parcela ASUF y la serie de temperatura de suelo  $TS_t$  del punto ASUD P1 a 5 cm representadas para el mismo periodo y a la misma escala.

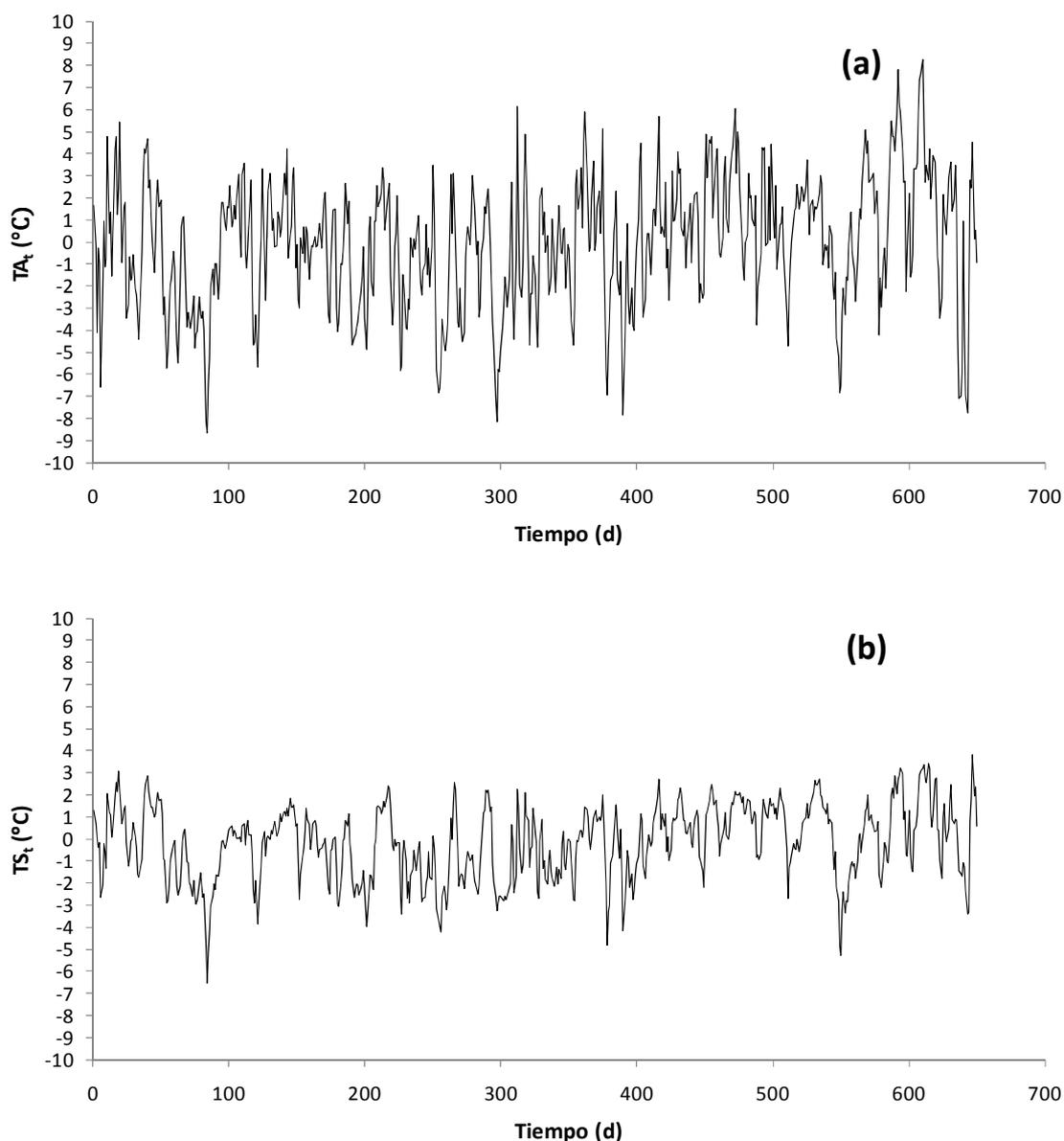


Figura 4.17. a) Fragmento de serie de temperatura de aire estacionaria  $TA_t$  de la parcela ASUF. b) Fragmento de serie de temperatura de suelo estacionaria  $TS_t$  del punto ASUD P1 a 5 cm.

En la tabla 4.9 se puede identificar también que en todos los casos el coeficiente autorregresivo tiene un peso más alto que el de media móvil, lo cual se refleja también en los valores del estadístico  $t$ . Todos los valores de los estadísticos  $t$  son superiores a 2 en valor absoluto, indicando que se rechaza la hipótesis nula con un nivel de significación del 5%. El factor profundidad no parece tener un gran efecto en las respuestas del modelo a cada serie, aunque en general el coeficiente autorregresivo es ligeramente mayor a 10 cm que a 5 cm. Este resultado es coherente, ya que a mayor profundidad hay mayor inercia (y por tanto menores variaciones).

Tabla 4.9. Parámetros del modelo ARMA (1,1) aplicado a las series  $TS_t$  y  $TA_t$  disponibles. Los valores en negrita son el valor del estadístico t de cada parámetro.

		Punto	$\phi_1$	$\theta_1$
5cm	Control	1	0.81 <b>34.62</b>	-0.23 <b>-6.00</b>
		2	0.85 <b>30.10</b>	-0.32 <b>-6.45</b>
		3	0.80 <b>28.17</b>	-0.33 <b>-7.44</b>
	ASU débil	1	0.78 <b>27.43</b>	-0.24 <b>-5.28</b>
		2	0.81 <b>41.12</b>	-0.38 <b>-12.11</b>
		3	-	-
	ASU fuerte	1	0.79 <b>38.87</b>	-0.26 <b>-8.30</b>
		2	0.80 <b>35.21</b>	-0.19 <b>-5.04</b>
		3	0.91 <b>73.64</b>	-0.20 <b>-6.87</b>
	Bosquete	1	0.75 <b>31.35</b>	-0.16 <b>-4.54</b>
		2	0.82 <b>29.39</b>	-0.20 <b>-4.15</b>
		3	0.84 <b>41.42</b>	-0.17 <b>-4.52</b>
10cm	Control	1	0.83 <b>38.04</b>	-0.28 <b>-7.63</b>
		2	-	-
		3	0.83 <b>28.46</b>	-0.37 <b>-7.73</b>
	ASU débil	1	0.82 <b>33.70</b>	-0.38 <b>-9.40</b>
		2	0.82 <b>37.87</b>	-0.37 <b>-10.33</b>
		3	0.79 <b>23.15</b>	-0.25 <b>-4.61</b>
	ASU fuerte	1	0.83 <b>46.65</b>	-0.28 <b>-8.79</b>
		2	0.90 <b>56.92</b>	-0.23 <b>-6.54</b>
		3	0.85 <b>26.31</b>	-0.17 <b>-2.77</b>
	Bosquete	1	0.80 <b>26.77</b>	-0.28 <b>-5.84</b>
		2	0.81 <b>34.69</b>	-0.31 <b>-8.29</b>
		3	0.78 <b>19.60</b>	-0.29 <b>-4.81</b>
Aire	Control		0.61 <b>13.22</b>	-0.35 <b>-5.91</b>
	ASU fuerte		0.64 <b>22.60</b>	-0.26 <b>-7.27</b>
	Bosquete		0.61 <b>12.64</b>	-0.30 <b>-4.05</b>

El análisis de los parámetros del modelo ARMA (1,1) para cada parcela muestra que en general el valor del término autorregresivo y el de media móvil son muy similares entre todos los puntos y no se aprecia ninguna tendencia clara en función de la parcela. De igual forma, el parámetro  $\phi_1$  estimado para el modelo AR (1) aplicado a las series de temperaturas máximas  $TMS_t$  no presenta tendencias a nivel parcela (Anexo 2, tabla A.2.2). Estos resultados sugieren que la dinámica térmica diaria depende más de factores de punto (edáficos) que de la cobertura vegetal o la exposición. Es razonable suponer que las estructuras estocásticas de las series de temperatura estacionarias dependen de todos aquellos factores que influyen en la ecuación de conservación del calor del suelo. Así, se espera que la textura, la humedad del suelo, la porosidad, y cualquier otra propiedad de la que dependa la difusividad térmica del suelo modifiquen dicha estructura estocástica.

### 4.1.2.3 Modelos de función de transferencia (FT)

Respecto a los modelos FT estimados a las series  $TS_v$ , en la tabla 4.10 se muestran los resultados obtenidos de su aplicación a las series de temperatura promedio disponibles. De nuevo, todos los valores del estadístico t indican que los parámetros son significativamente diferentes a cero. Cuando se comparan entre sí los parámetros de la tabla 4.10 se observa que hay más diferencias entre profundidades que entre puntos o tratamientos. Puede apreciarse cómo  $\omega_0$  es mayor a 5 cm que a 10 cm. La respuesta simultánea de la temperatura del suelo a la del aire a 10 cm es entre un 15 y un 40% menor a la respuesta que se produce a 5 cm. Se aprecian también las diferencias en la respuesta distribuida (parámetro  $\delta_1$ ), siendo mayor en profundidad 10 que a 5cm. Por tanto, la influencia de la temperatura promedio del aire sobre la temperatura promedio del suelo del mismo día es más marcada en el horizonte más superficial, pero su efecto se conserva más tiempo en el horizonte más profundo.

Tabla 4.10. Parámetros del modelo FT(1,0,0)+AR(1) aplicado a las series TSt y TAt disponibles. Los valores en negrita son el valor del estadístico t de cada parámetro.

		Punto	$\omega_0$	$\delta_1$	$\phi_1$
5cm	Control	1	0.39 <b>18.97</b>	0.36 <b>8.23</b>	0.80 <b>22.71</b>
		2	0.33 <b>19.47</b>	0.46 <b>11.36</b>	0.92 <b>36.50</b>
		3	0.43 <b>30.64</b>	0.34 <b>12.65</b>	0.79 <b>21.64</b>
	ASU débil	1	0.33 <b>30.19</b>	0.45 <b>18.60</b>	0.75 <b>28.56</b>
		2	0.24 <b>48.42</b>	0.56 <b>42.60</b>	0.79 <b>40.51</b>
		3	-	-	-
	ASU fuerte	1	0.32 <b>35.35</b>	0.45 <b>20.94</b>	0.83 <b>52.00</b>
		2	0.38 <b>37.94</b>	0.37 <b>17.23</b>	0.79 <b>37.02</b>
		3	0.27 <b>34.18</b>	0.52 <b>24.01</b>	0.95 <b>110.84</b>
	Bosquete	1	0.46 <b>25.33</b>	0.38 <b>12.44</b>	0.68 <b>19.85</b>
		2	0.32 <b>18.60</b>	0.48 <b>11.66</b>	0.85 <b>34.67</b>
		3	0.29 <b>16.43</b>	0.42 <b>8.20</b>	0.89 <b>41.80</b>
10cm	Control	1	0.30 <b>19.49</b>	0.47 <b>12.92</b>	0.79 <b>22.16</b>
		2	-	-	-
		3	0.29 <b>30.19</b>	0.45 <b>17.74</b>	0.90 <b>33.74</b>
	ASU débil	1	0.19 <b>29.04</b>	0.63 <b>32.29</b>	0.81 <b>34.72</b>
		2	0.20 <b>41.69</b>	0.59 <b>38.05</b>	0.86 <b>48.56</b>
		3	0.25 <b>26.71</b>	0.44 <b>15.33</b>	0.82 <b>29.49</b>
	ASU fuerte	1	0.21 <b>29.97</b>	0.59 <b>28.21</b>	0.85 <b>54.39</b>
		2	0.25 <b>36.17</b>	0.51 <b>24.27</b>	0.94 <b>77.86</b>
		3	0.21 <b>13.14</b>	0.63 <b>14.19</b>	0.87 <b>33.00</b>
	Bosquete	1	0.28 <b>17.86</b>	0.53 <b>14.77</b>	0.74 <b>18.69</b>
		2	0.27 <b>18.43</b>	0.57 <b>15.84</b>	0.86 <b>35.78</b>
		3	0.24 <b>17.74</b>	0.54 <b>13.52</b>	0.82 <b>25.91</b>

Los valores de los parámetros del modelo FT aplicado a las series de temperaturas máximas  $TSM_t$ , mostrados en la tabla A.2.3 del Anexo 2, sugieren que en esta variable sí existe una diferenciación por tratamiento. Como se observa en la figura 4.18, el parámetro  $\omega_0$  de este modelo presenta los valores más altos en la parcela CONTROL y en los puntos BOSQUETE P1 y ASUF P2. Estos resultados sugieren que los valores del parámetro  $\omega_0$  tienen una elevada dependencia con la radiación neta recibida en cada punto. Así, en el caso de la parcela CONTROL, los elevados valores del parámetro  $\omega_0$  se justificarían por la mayor cantidad de radiación recibida en esta parcela respecto al resto por su orientación. Tanto el punto P1 de BOSQUETE como el P2 de ASUF se encuentran en lugares carentes de vegetación arbustiva, lo que permite que la radiación acceda directamente al suelo.

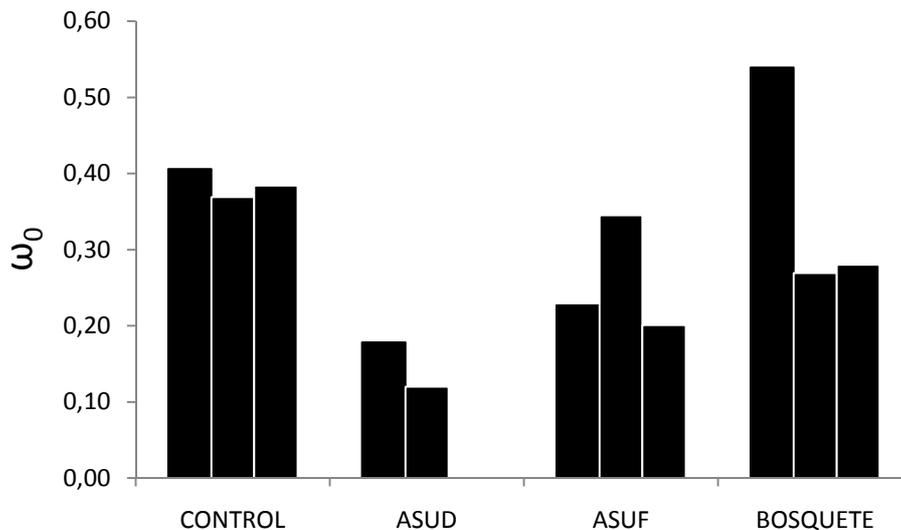


Figura 4.18. Parámetro  $\omega_0$  del modelo  $FT(0,0,0)+AR(1)$  aplicado a las series de temperatura máxima diaria  $TMS_t$ . Valores en la tabla A.2.3.

#### 4.1.2.4 Resumen

A partir de los resultados de este apartado, se ha comprobado que la metodología seguida en este trabajo permite comparar las series de temperatura de suelo, separando el efecto de la cobertura vegetal (y la exposición) del efecto que ejercen las propiedades fisicoquímicas del suelo sobre la dinámica de la temperatura. Así, la cobertura vegetal y la exposición regulan la estacionalidad anual del suelo al incidir en las temperaturas diurnas del mismo en la época estival. Igualmente regulan la transmisión de la temperatura del aire al suelo que sucede en el periodo diurno.

Por otro lado, los resultados sugieren que la dinámica diaria de la temperatura del suelo está regida por variables edáficas. Este aspecto se comprobará cuando se amplíe el análisis a las parcelas del bloque CHELVA (apartado 3.2.1). Las parcelas de este bloque se encuentran sobre un suelo de textura arenosa, y se espera encontrar cambios notables en la estructura estocástica de las series estacionarias obtenidas en ese bloque respecto a las obtenidas en los bloques Tuéjar Izquierda y Tuéjar Derecha.

## 4.2 HUMEDAD DE SUELO

### 4.2.1 Calibración

La clase textural (arcillo-limosa), la materia orgánica (4.5 g/Kg de suelo), el porcentaje de elementos gruesos (35%) y, sobretodo, el bajo valor de densidad aparente (0,85 g/cm<sup>3</sup> para la fracción fina) del suelo de las parcelas experimentales sugieren un valor de humedad de saturación superior a 0.40 cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup> si se ignoran los elementos gruesos (Rawls *et al.*, 1982). No obstante, los datos de humedad calculados a partir de la ecuación de calibración proporcionada por el fabricante presentan valores inferiores, que no superan los 0.25 cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup> en ningún caso.

En la figura 4.19 se muestran las dos series de humedad volumétrica que registran mayores valores (ASUF P1 a 10 cm) y menores valores (CONTROL P3 a 5 cm). Si bien todas las series disponibles en este trabajo se encuentran en el rango de humedades comprendido entre estas dos, los valores de la mayoría de series están más cercanos al punto CONTROL P3 a 5 cm que al punto ASUF P1 a 10 cm. Nótese la presencia de valores negativos en las épocas de estiaje en el punto CONTROL P3 a 5 cm. Valores negativos en el periodo de máximo secado se observan en muchas otras series (resultados no mostrados).

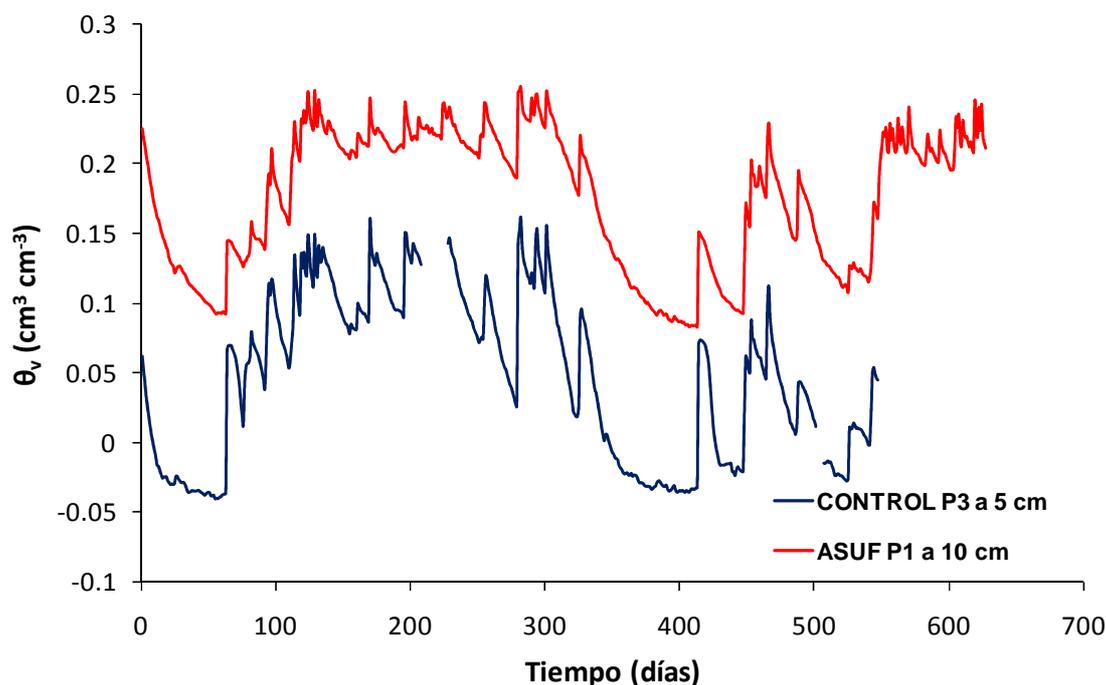


Figura 4.19. Valores de las sondas que presentan los valores más altos (ASUF P1 a 10 cm) y los más bajos (CONTROL P3 a 5 cm) de  $\theta_v$ , proporcionados con la calibración por defecto.

Se ha considerado la posibilidad de que estos valores negativos se deban a la falta de contacto entre la sonda y el suelo (Lab-Ferrer, S.L., comunicación personal). En esa situación la señal no se transmitiría cuando el suelo está seco y los valores negativos presentarían saltos en el rango bajo de humedad, lo que no sucede en nuestro caso.

Dado que los registros responden ante los pulsos de precipitación (figura 4.19), es posible asumir que el funcionamiento de las sondas es el adecuado, si bien los valores se infraestiman de forma generalizada. El problema de infraestimación ya fue detectado con este tipo de sondas en suelos forestales por Czarnomski *et al.* (2005), y se sugería realizar una calibración específica por suelo.

#### 4.2.1.1 Calibración de laboratorio

Los resultados obtenidos con la calibración de laboratorio indican que las ecuaciones empíricas de las sondas EC-20 para el suelo del estudio se ajustan bien a un modelo de regresión lineal simple, cuyos parámetros se muestran en la tabla 4.11. Otros autores han encontrado que los modelos lineales simples son válidos para suelos de texturas similares a la del presente trabajo (Czarnomski *et al.*, 2005; McMichael y Lascano, 2003). El valor  $R^2=0.97$  de la ecuación obtenida por el Método 2 (humedecimiento por ascenso capilar), es mayor al valor de 0.90 obtenido con la metodología proporcionada por el fabricante, el Método 1 (tabla 4.11). Esto sugiere que con el humedecimiento por ascenso capilar se obtiene mayor homogeneidad en la humedad del suelo y por tanto, con elevados contenidos de arcilla, se mejora el procedimiento estándar de calibración.

Tabla 4.11. Coeficientes de la ecuación de regresión  $\theta_v=a*mV + b$  para las calibraciones de laboratorio y coeficientes suministrados por el fabricante.

	<b>a</b>	<b>b</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>n</b>
<b>Método 1</b>	0.000532	-0.19	0.90	13
<b>Método 2</b>	0.000621	-0.28	0.97	13
<b>Fabricante</b>	0.000579	-0.29		

En la figura 4.20 se muestra el ajuste de los modelos lineales a los datos obtenidos en el proceso de las calibraciones de laboratorio. Se puede observar como las ecuaciones obtenidas por ambos métodos de calibración de laboratorio son muy similares a la ecuación propuesta por el fabricante, como resalta el hecho de que el intervalo de predicción al 95% de ambas incluya la ecuación de Decagon, al menos en el rango de mV observado en campo (400-1000). De hecho, al aplicar el modelo obtenido con el Método 1 o el obtenido con el Método 2 el resultado en las series de  $\theta_v$  es muy similar al ya mostrado para la ecuación de Decagon (resultados no mostrados). Por tanto, la calibración de laboratorio no resuelve los problemas de la heterogeneidad espacial que afectan a la medida de las sondas en el campo.

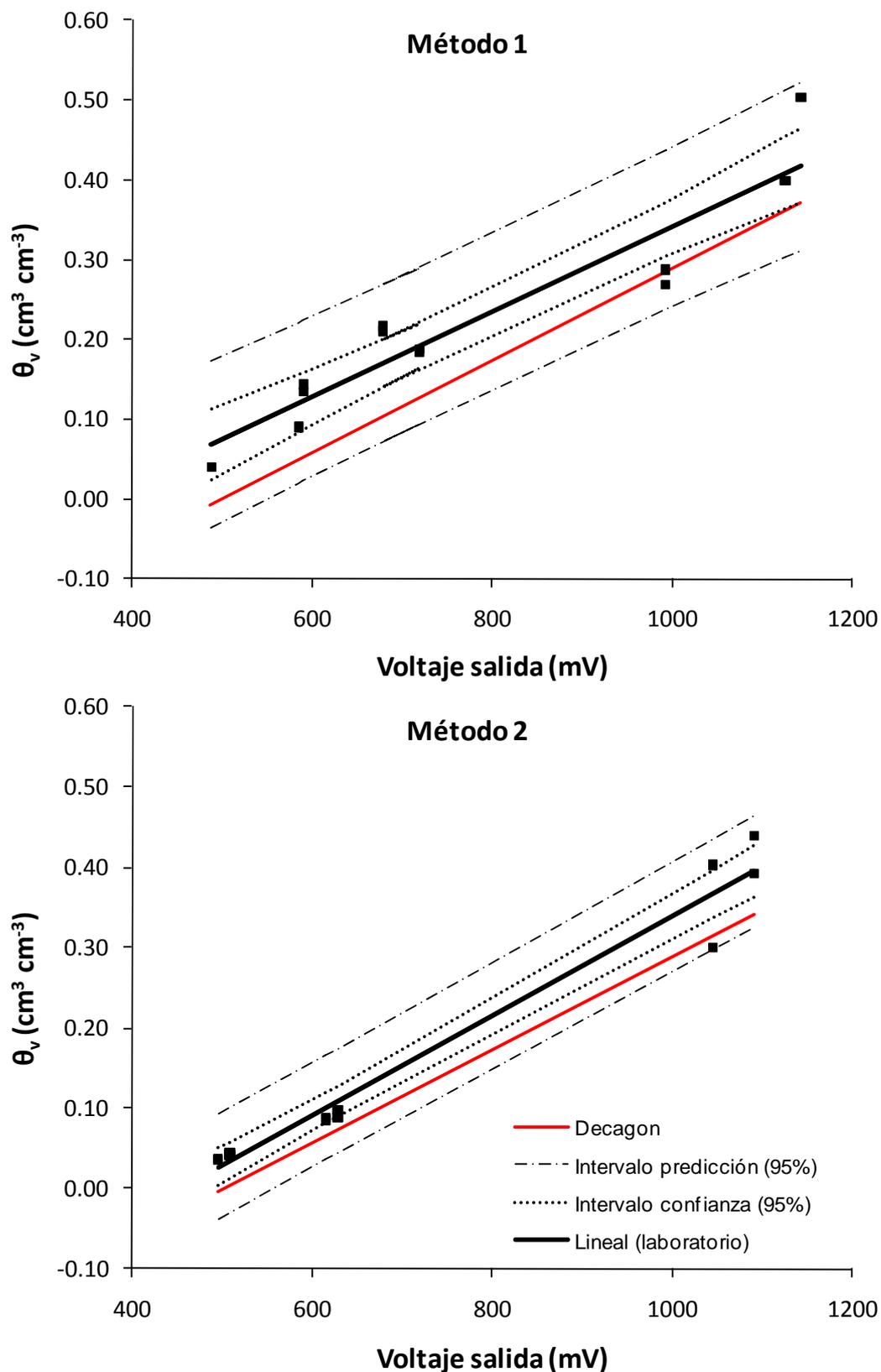


Figura 4.20. Ajuste de modelos de regresión lineal a los datos de calibración de laboratorio. El Método 1 es el propuesto por el fabricante y el Método 2 es el humedecimiento por ascenso capilar. Se muestra también en ambas gráficas la ecuación por defecto proporcionada por el fabricante (en rojo).

### 4.2.1.2 Calibración de campo

A partir de los datos de campo de humedad volumétrica con la corrección en función de la pedregosidad de las cuatro fechas disponibles, con los pares de valores *humedad de campo -lectura puntual de las sondas* se han realizado tres tipos de ajuste:

- una ecuación combinada para todas las sondas ( $n = 4$  fechas x 4 parcelas x 6 sondas)
- cuatro ecuaciones ajustadas, una por parcela ( $n=24$ )
- veinticuatro ecuaciones de ajuste individual, una por sonda ( $n=4$ )

Los parámetros de dichos modelos se presentan en la tabla 4.12. Puede observarse que los valores de  $R^2$  descienden a medida que el número de puntos empleados para el ajuste aumenta. A pesar de ello el valor del ajuste de la ecuación global es también alto ( $R^2 = 0.77$ ).

Tabla 4.12. Estimaciones de los coeficientes de la ecuación de regresión  $\theta_v = a \cdot mV + b$  para las sondas individuales, las parcelas y el total de sondas. Los puntos que faltan se deben al fallo en las lecturas de mV.

Parcela	Punto	Profundidad	a	b	R <sup>2</sup>	n
Control	1	5	0.000863	-0.36	0.98	4
		10	0.000800	-0.35	0.96	4
	2	5	0.000986	-0.40	1.00	2
		10	0.000874	-0.35	0.96	4
	3	5	0.000816	-0.29	0.92	4
		10	0.000929	-0.34	0.98	4
ASUD	1	5	0.001048	-0.47	0.97	4
		10	0.000921	-0.40	0.88	4
	2	5	0.001161	-0.52	0.95	4
		10	0.001010	-0.46	0.92	4
	3	5	0.000665	-0.26	0.99	4
		10	0.000777	-0.30	0.99	4
ASUF	1	5	0.000738	-0.28	0.96	4
		10	0.000806	-0.44	0.89	4
	2	5	0.000940	-0.47	0.93	4
		10	0.000820	-0.39	0.98	4
	3	5	0.000908	-0.48	0.91	4
		10	0.000760	-0.28	0.89	4
Bosquete	1	5	0.000858	-0.36	0.99	4
		10	0.001221	-0.60	0.80	4
	2	5	0.000774	-0.29	0.99	4
		10	0.000980	-0.42	0.87	4
	3	5	0.000751	-0.26	0.94	4
		10	0.000387	-0.09	0.98	3
Control			0.000707	-0.25	0.76	22
ASUD			0.000881	-0.37	0.88	24
ASUF			0.000668	-0.27	0.72	24
Bosquete			0.000829	-0.33	0.89	23
Combinada			0.000716	-0.27	0.77	93

Todas las ecuaciones obtenidas a partir de los datos de campo corrigen al alza los valores, evitando la aparición de humedades negativas en verano. En la figura 4.21 se muestra los resultados de la aplicación de las rectas de calibración de campo obtenidas por los tres métodos para las sondas que se encontraban en el rango alto de humedades(a) y en el rango bajo (b) según la calibración del fabricante. Los mejores ajustes se obtienen en la opción de ajuste individual por sonda. Las ecuaciones combinadas tienden en algunos casos a sobreestimar (figura 4.21 (a) ) o infraestimar (figura 4.21 (b) ) las series de humedad en función del punto.

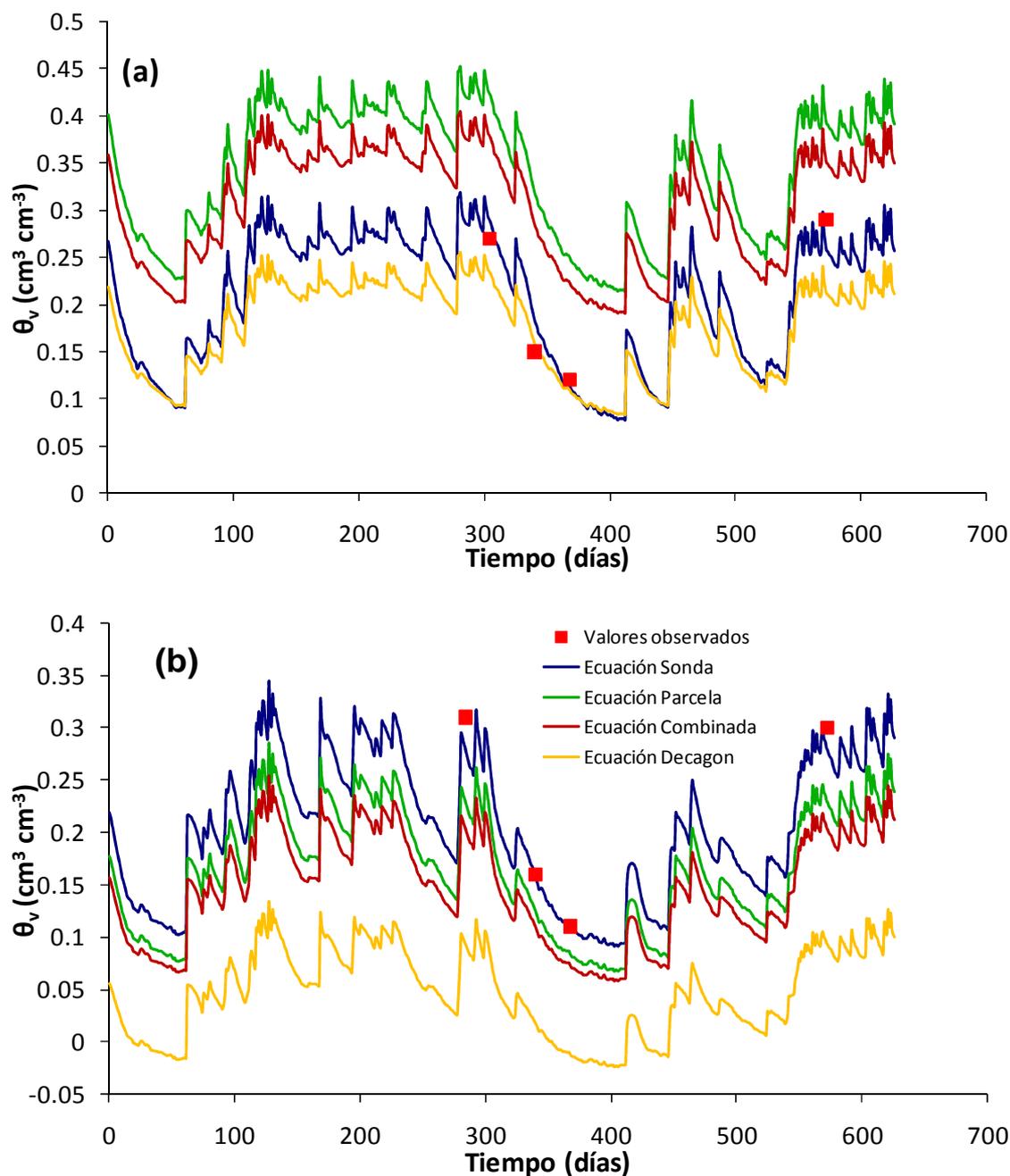


Figura 4.21. Resultado de la aplicación de las ecuaciones de calibración de campo obtenidas en dos puntos.(a)ASUF P1 a 10 cm. (b)CONTROL P3 a 10 cm. Se ha elegido este último punto en lugar del punto CONTROL P3 a 5 cm porque faltan datos a partir de  $t=550$ .

### 4.2.1.3 Justificación del método elegido

Teniendo en cuenta los resultados expuestos y el objetivo del trabajo, que es la comparación entre las series, se ha considerado como mejor opción la calibración de campo individual por sonda. La razón principal que sugiere escoger la calibración particular por sonda es que los grados de descalibración son diferentes en función del punto (figura 4.19, figura 4.21).

El hecho de que las calibraciones de laboratorio no difieran en la práctica de la ecuación de Decagon implica que esta última representa bien el comportamiento de las sondas en el suelo recompactado, después de haber eliminado los agregados, la materia orgánica de gran tamaño (raíces) y las piedras. De esta forma la infraestimación de los valores al aplicar cualquiera de estas rectas no se debe a las propiedades primarias del suelo (p.e. textura, materia orgánica, densidad aparente, etc...), sino más bien a otros factores de ordenación espacial. Dentro de estos factores, algunos están relacionados con la instalación, como la posible existencia de macroporos o diferencias en el grado de compactación, y otros son debidos a la variabilidad intrínseca de cada punto, como la proporción de elementos gruesos.

En un estudio comparativo de siete tipos diferentes de sensores comerciales de medida de  $\theta_v$  Blonquist *et al.* (2005) comprobaron que la sonda EC-20 era la que menor volumen de suelo exploraba. Se trata por tanto de sensores muy sensibles a la variación a pequeña escala de la humedad del suelo y a la alteración de las condiciones naturales debidas a la instalación de la sonda.

No obstante, los factores asociados a la instalación no parecen ser el problema. En primer lugar, la existencia de macroporos en la zona inmediatamente cercana a la sonda sobredimensionaría los valores de humedad en saturación, algo que no sucede (fig 4.19). Respecto a las variaciones de densidad aparente, puede considerarse que tras 2 años de instalación ésta ya se encuentra estabilizada con un valor similar al natural.

Así, la explicación más coherente a las diferencias en la descalibración de las sondas, patente en la tabla 4.12, es la diferencia en la proporción de elementos gruesos en el área explorada por cada sonda. En el rango alto de humedades, a mayor proporción de elementos gruesos menor es el volumen de poros, y por tanto menor es el valor de humedad volumétrica registrado. De igual forma, la proporción de elementos gruesos disminuye el área específica del suelo, reduciendo también la humedad retenida por capilaridad en las épocas de máximo secado.

Los resultados obtenidos demuestran que cuando se emplean las sondas EC-20 en suelos pedregosos es necesario realizar una calibración de campo con ajuste individual por sonda, determinando en cada muestra la humedad y el porcentaje de elementos gruesos.

## 4.2.2 Construcción de los modelos

En este apartado se muestra el proceso de obtención del modelo que mejor ajusta a todas las series de humedad de suelo una vez calibradas. Todo el proceso de identificación, estimación y validación se detalla para una serie ejemplo. La serie seleccionada corresponde a uno de los puntos de la parcela no tratada, el punto CONTROL P1 a 5 cm.

Los valores de humedad de suelo en unidades de humedad volumétrica ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) se han convertido en lámina de agua (mm). Para ello, se ha considerado que las sondas instaladas a 5 cm son representativas del comportamiento de la humedad del suelo en el espesor de 5 cm superficial y que la sonda a 10 cm es a su vez representativa de los 10 cm superficiales. De esta forma la lámina de agua almacenada en los 5 cm de suelo se ha obtenido multiplicando los valores de humedad volumétrica proporcionados por la sonda situada a 5 cm por 50 mm de espesor. En las de 10 cm se ha obtenido multiplicando la humedad de sonda situada a 10 cm de profundidad por 100 mm. A estas series se les ha aplicado los modelos ARIMA y FT con la precipitación diaria como input.

### 4.2.2.1 Construcción modelo ARIMA

#### *Identificación*

La figura 4.22 muestra la serie anual de 365 valores de la serie de lámina de agua tomada como ejemplo ( $L_t$ ). Su valor medio es 12.3 y su desviación típica  $\sigma=4.39$ . En la figura puede observarse la no estacionalidad de la serie, con una media inferior en la época estival (días 100-170). Como se menciona en la metodología, en este caso la estacionalidad anual se trata mediante la división del año en estaciones.

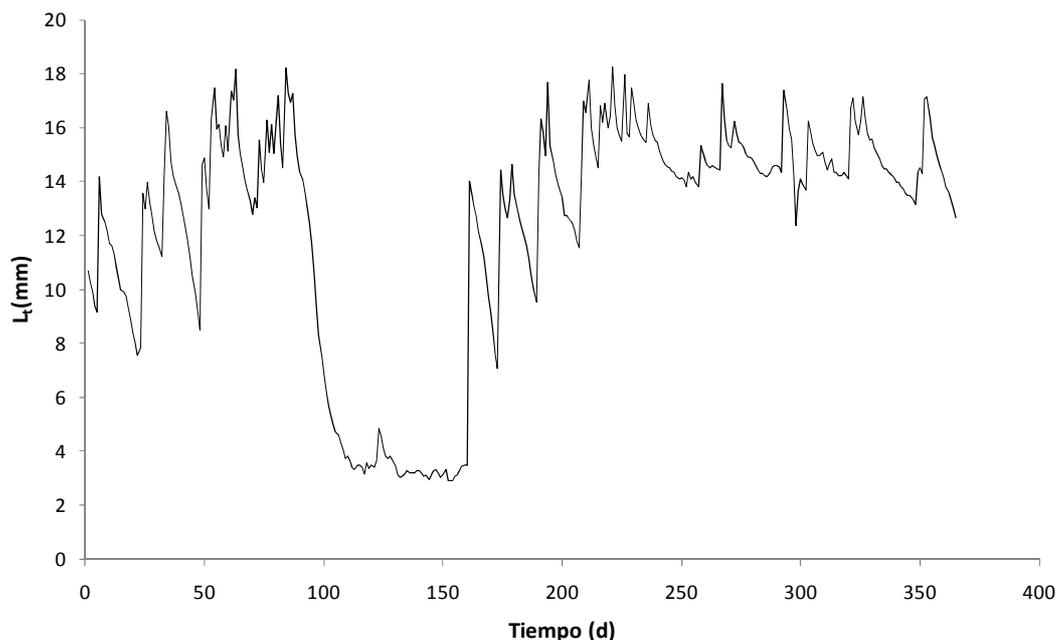


Figura 4.22. Serie  $L_t$  de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm.

La FAS y la FAP de la serie anual de lámina de agua se muestran en la figura 4.23. La FAS sigue un descenso gradual y la FAP sólo tiene el primer retardo significativo, por lo que el modelo más probable es un AR (1). Éste es por tanto el modelo ARIMA que se testará.

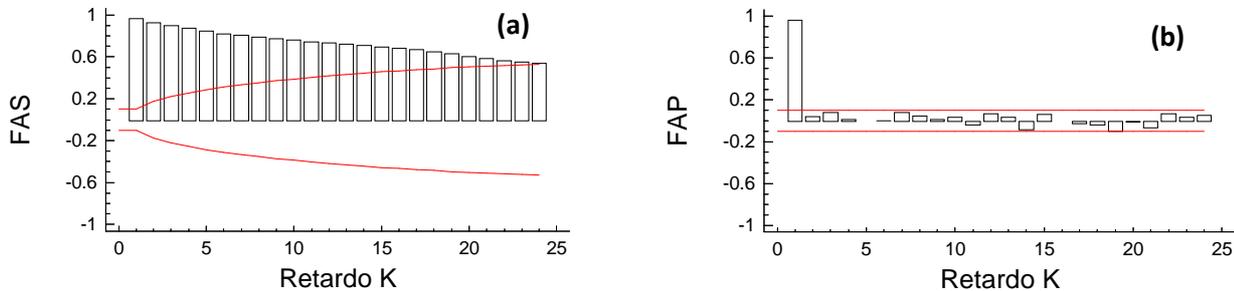


Figura 4.23. (a) Función de autocorrelación simple y (b) parcial de la serie de lámina de agua  $L_t$  de 365 valores del punto CONTROL P1 a 5cm.

**Estimación, selección y validación**

Los resultados de estimación son:

$$L_t = \frac{1}{(1-0.995B)} a_t \tag{4.12}$$

el valor del estadístico t es 221.870. El estadístico Q es 18.863 para 17 grados de libertad, indicando que la serie residual es incorrelada. El parámetro  $\phi_1$  cumple la condición de estacionaridad, al ser menor en valor absoluto a la unidad.

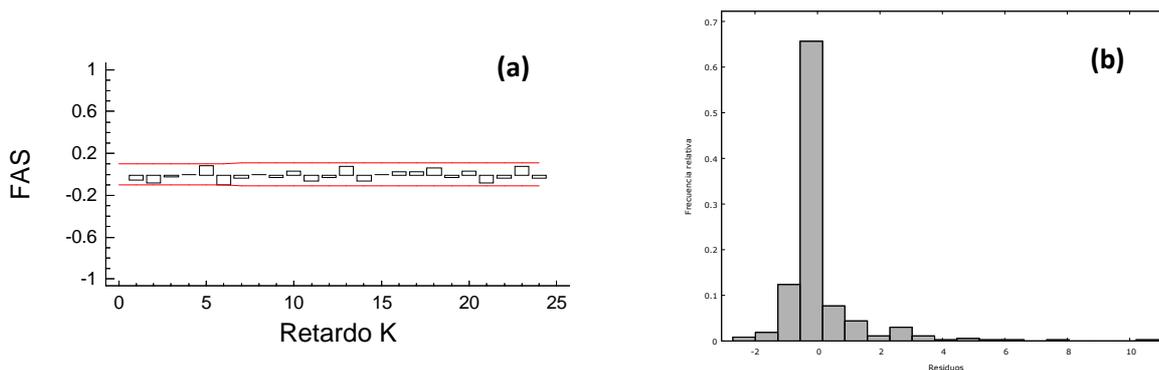


Figura 4.24. (a) Función de autocorrelación simple y (b) histograma de la serie residual del modelo AR(1) aplicado a la serie  $L_t$  de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm.

La figura 4.24(a) muestra la FAS de los residuos del modelo AR (1). Como se puede observar, no hay ningún retardo significativo. Sin embargo, el histograma de los residuos mostrado en la figura 4.24 (b) sugiere que éstos no siguen una distribución normal, teniendo una distribución asimétrica y apuntada. Al ajustar otros modelos con mayor número de

parámetros los histogramas residuales obtenidos son similares a los del modelo AR (1) (resultados no mostrados).

Los resultados de la aplicación de algunos modelos ARIMA a la serie de lámina de agua se muestran en la tabla 4.13. En ella podemos ver que el modelo con el BIC más bajo es el AR (1). Puesto que se trata de un modelo sencillo con sólo un parámetro y residuos incorrelados, esta estructura es la mejor elección para modelar la humedad del suelo *en los casos en los que no haya disponibles datos de precipitación*.

Tabla 4.13. BICnorm de varios modelos ARIMA comunes para la serie Lt de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm. Se muestra el valor de significación P del estadístico de Ljung-Box para k=18 retardos.

Modelo	Valor P (0.05)	BIC normalizado
AR(1)	0.336	0.605
AR(2)	0.359	0.621
AR(3)	0.455	0.633
MA(1)	0.000	3.895
ARMA(1,1)	0.383	0.621

La serie temporal del residuo obtenido se muestra en la figura 4.25. La varianza de dicho residuo no es constante, estando ligada a las precipitaciones. La desviación típica de la serie  $\sigma = 1.21$  es inferior a la de la serie original, pero el modelo falla al acaecer un evento, infravalorando el valor de humedad.

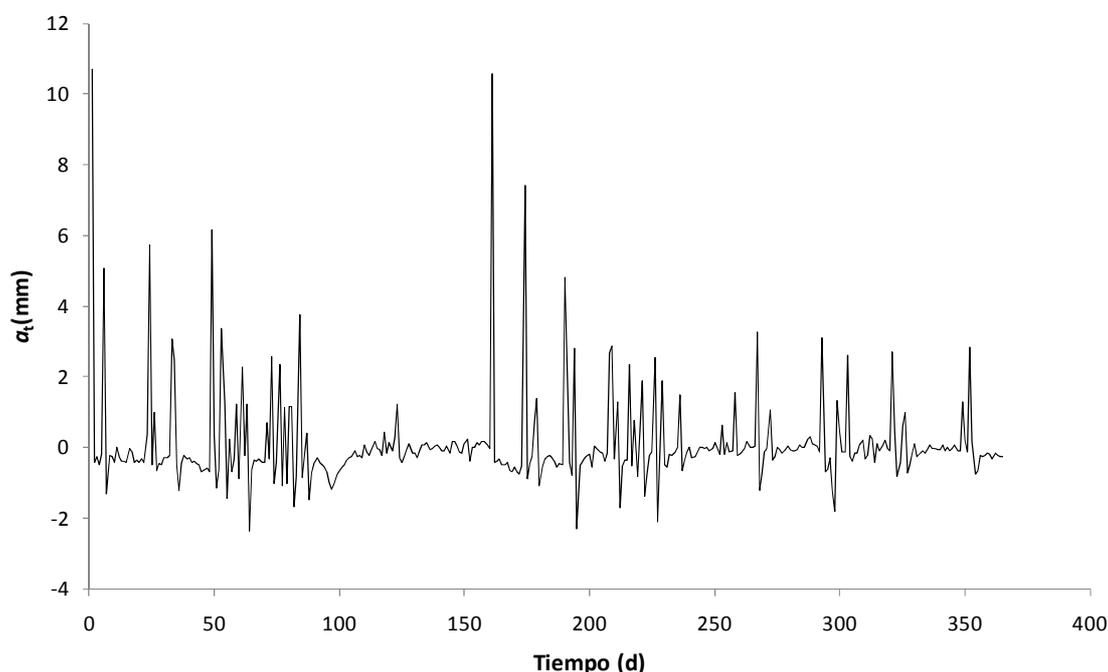


Figura 4.25. Gráfico de serie temporal de la serie residual del modelo AR(1) aplicado a la serie Lt de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm.

Cabe esperar que la introducción de la precipitación en el modelo permita reducir la variabilidad residual así como su asimetría. Parlange *et al.* (1992) demostraron que el balance hidrológico a escala diaria puede ser formulado como un proceso Markoviano (AR (1)) si se

sustraer de la serie de agua almacenada el valor diario de agua aportada. Por ello, se espera encontrar que un modelo de FT con la precipitación diaria como input mejore los resultados obtenidos con los modelos ARIMA.

Según Yu y Cruise (1982), el valor del parámetro  $\phi_1$  está ligado a la evapotranspiración, de forma que para el ejemplo elegido la lámina de agua se reduce 0.5% cada día en promedio. En este sentido, el modelo podría ser útil para su empleo en la comparación entre parcelas, puesto que tiene una interpretación física. No obstante, dada la asimetría encontrada en la distribución residual de este modelo (figura 4.24 (b)), y que en una serie de humedad se mezclan procesos de humedecimiento y secado, no será empleado para comparar entre tratamientos.

#### 4.2.2.2 Construcción modelo FT

##### *Identificación del modelo empleando la precipitación*

Los modelos ARIMA construidos para la humedad de suelo y para la precipitación son:

$$L_t = \frac{1}{(1 - 0.995B)} a_t$$

$$P_t = \frac{1}{(1 - 0.360B)} \alpha_t \quad (4.13)$$

Es necesario aplicar a la serie de precipitación un filtro AR (1) para tener un residuo incorrelado. La llegada de los eventos es estocástica, y por tanto cabría esperar que siguiera una secuencia de ruido blanco sin necesidad de aplicar un modelo ARIMA. No obstante, la serie de precipitación acumulada diaria es un agregado temporal, y es común que un mismo evento quede repartido en más de un día. Esto explica la necesidad del modelo AR (1) para obtener la serie preblanqueada.

La función impulso respuesta obtenida con el procedimiento del preblanqueo se muestra en la figura 4.26. Se puede apreciar como en este caso tampoco existe tiempo muerto al haber una respuesta simultánea entre ambas variables. Por lo tanto  $b=0$ .

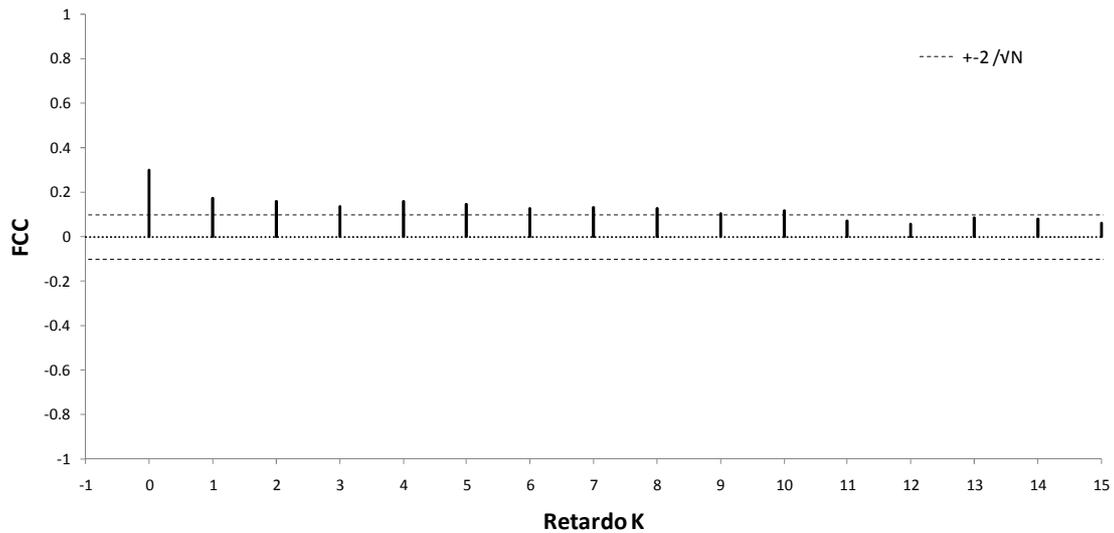


Figura 4.26. Función impulso respuesta entre la serie  $L_t$  de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm y la serie de precipitación  $P_t$ .

La posibilidad más razonable es asumir que los pesos decrecen exponencialmente siguiendo un modelo de Koyck. Esta asunción parte de asumir que debido a la variación muestral los valores de  $u_4$  y  $u_5$  son más altos que los verdaderos valores del proceso. Éste será el modelo que se evaluará.

***Estimación, selección y validación del modelo empleando la precipitación***

La estimación del modelo de Koyck + AR(1) da los siguientes resultados:

$$L_t = \frac{0.119}{(1-0.569B)} P_t + \frac{1}{(1-0.996B)} a_t \tag{4.14}$$

los valores de t de los parámetros son 12.173 para  $\omega_0$ , 7.443 para  $\delta_1$  y 257.739 para  $\phi_1$ , siendo todos ellos significativos. El estadístico Ljung box para 17 grados de libertad da como resultado 15.670, un valor inferior al proporcionado por la distribución  $\chi^2$  con 17 grados de libertad, indicando que la serie de residuos es ruido blanco.

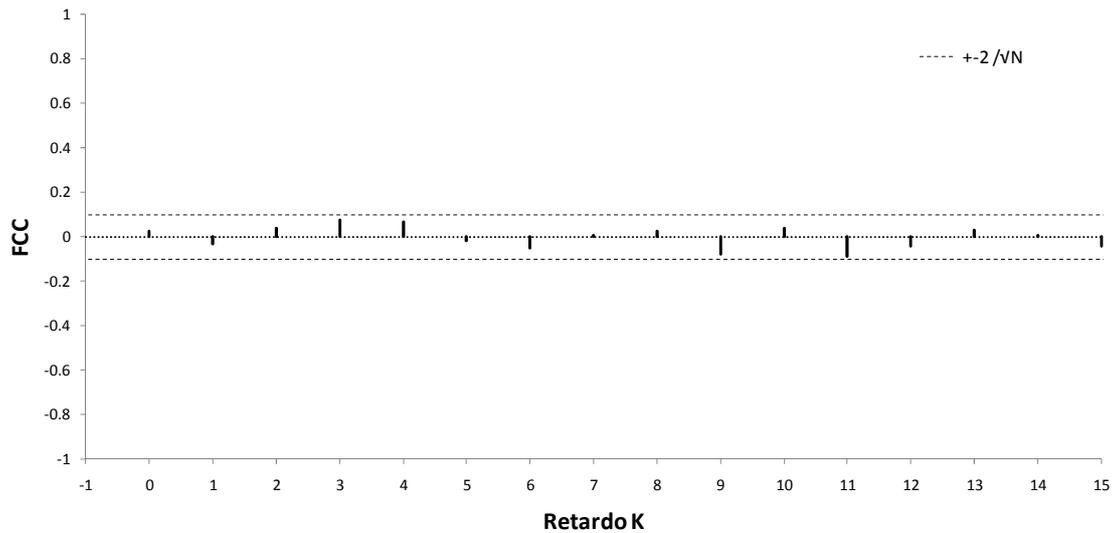


Figura 4.27. Función de correlación cruzada residual del modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series  $L_t$  de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm y la serie de precipitación  $P_t$ .

La función de correlación cruzada residual se presenta en la figura 4.27. Puesto que ningún valor de la FCC es significativo, se concluye que la función de transferencia obtenida captura adecuadamente la respuesta de la lámina de agua del suelo a la precipitación.

### ***La recarga efectiva***

Al representar gráficamente los valores estimados por el modelo 4.14 junto a los valores medidos en el periodo estudiado (figura 4.28), puede observarse que el modelo no se ajusta de forma adecuada a los datos cuando se producen precipitaciones intensas y la humedad antecedente del suelo es alta (por ejemplo en los días 55, 85 y 222).

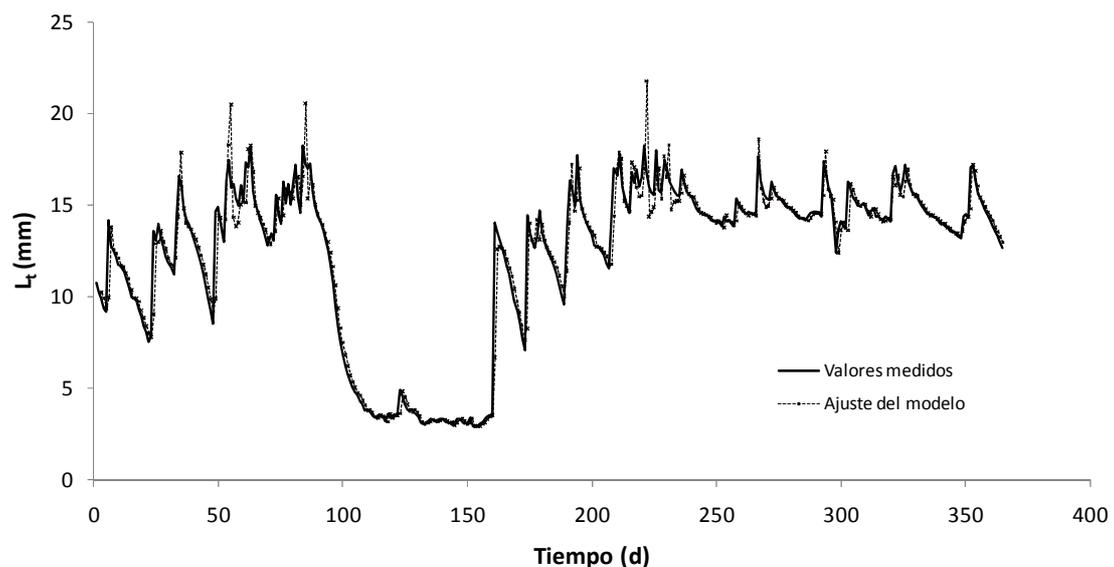


Figura 4.28. Valores observados y estimados por el modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series  $L_t$  de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm y la serie de precipitación  $P_t$ .

La razón de esto es que el modelo de FT propuesto asume que la respuesta del suelo es siempre la misma ante la precipitación. El modelo de la ecuación 4.14 indica que en promedio la lámina de agua en los 5 cm superiores del suelo aumenta 0.119 mm por cada mm de precipitación caída. Esa asunción en realidad no es cierta, ya que la humedad del suelo no responde de forma lineal a la precipitación. La respuesta a la precipitación depende, entre otros factores, del propio valor de lámina antecedente. No se espera que la lámina de agua responda igual ante una misma cantidad de precipitación si el valor previo está cercano a saturación que si está cercano al punto de marchitez permanente.

Ramirez-Beltran *et al.* (2008) solucionan este problema mediante la adición de un término exponencial multiplicado a la precipitación, de la forma:

$$e^{-\tau R_{L,t}}$$

donde  $R_{L,t}$  es la precipitación acumulada en el tiempo  $t$  durante los últimos  $L$  periodos (días) y  $\tau$  es el parámetro de atenuación que modula la respuesta de la humedad del suelo asociada a un evento de precipitación instantáneo. Si no ocurren eventos de precipitación en los  $L$  días previos, entonces  $R_{L,t}$  será cero y la respuesta de la precipitación será larga. Si por el contrario  $R_{L,t}$  es alto, entonces la respuesta de la humedad de suelo se verá atenuada por el término exponencial. El problema de este método es que incluye dos parámetros más a estimar,  $L$  y  $\tau$ .

En este trabajo se ha optado por definir una nueva variable, llamada “recarga efectiva” ( $R_t$ ) que incluye implícitamente la misma idea desarrollada por Ramirez-Beltran *et al.* sin introducir más parámetros a estimar en el modelo. Esta nueva variable se define como:

$$\begin{aligned} R_t &= P_t \text{ cuando } P_t + L_{t-1} - L_s \leq 0 \\ R_t &= L_s - L_{t-1} \text{ cuando } P_t + L_{t-1} - L_s > 0 \end{aligned} \quad (4.15)$$

donde  $L_{t-1}$  es el valor de la lámina antecedente y  $L_s$  es el valor de la lámina en saturación, obtenido como el valor máximo observado en cada serie en todo el periodo disponible (3 años).

Si la humedad de suelo se encuentra próxima a saturación, entonces  $R_t$  limitará el valor de la precipitación que aumenta la humedad del suelo. Si por el contrario la lámina previa es muy baja, toda la precipitación queda recogida en la variable  $R_t$ , aumentando la humedad de la superficie del suelo.

La variable  $R_t$ , como se muestra en la figura 4.29, sólo incluye la parte de la precipitación que repercute en una recarga efectiva del perfil (en el volumen de suelo asumido en cada profundidad), y excluye la parte de la precipitación que deviene en escorrentía y en percolación a capas más profundas. Esta variable es sensible al volumen de suelo considerado para calcular la lámina, ya que cuanto mayor sea éste, mayor será la capacidad de almacenamiento de agua.

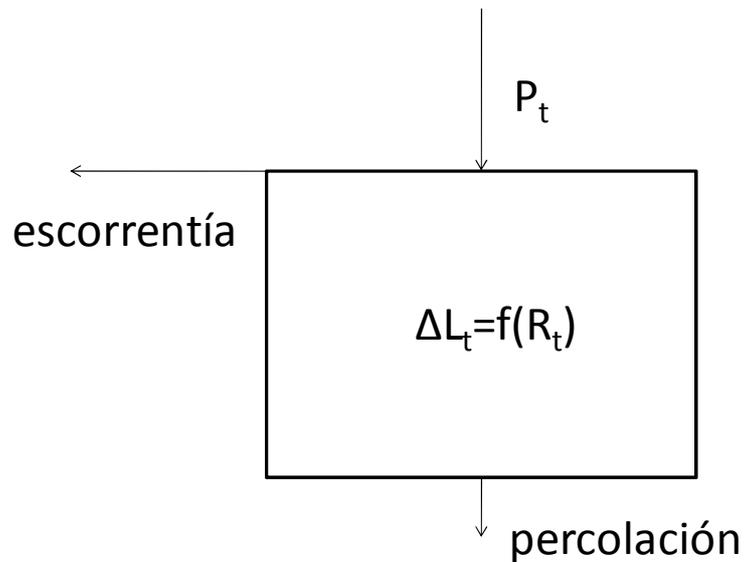


Figura 4.29. La variable  $R_t$  y su efecto discriminatorio en la precipitación.

#### ***Identificación, estimación y validación del modelo empleando la recarga efectiva***

A continuación se identificará el modelo más adecuado de función de transferencia entre  $R_t$  y  $L_t$ . Aplicando el procedimiento de preblanqueo, la función de impulso respuesta obtenida entre ambas variables aparece en la figura 4.30. Si se compara esta función impulso respuesta con la presentada en la figura 4.26 se confirma que son muy similares. A pesar de que no se aprecia de forma clara en la representación gráfica, los pesos de la gráfica 4.30 son mayores que los mostrados en la figura 4.26. Esto indica una mayor memoria de la lámina ante la recarga que ante la precipitación. La explicación a este efecto es la exclusión del agua de escorrentía y la percolada en la variable  $R_t$ , que no afectan a la respuesta dinámica al permanecer en el volumen de suelo estudiado.

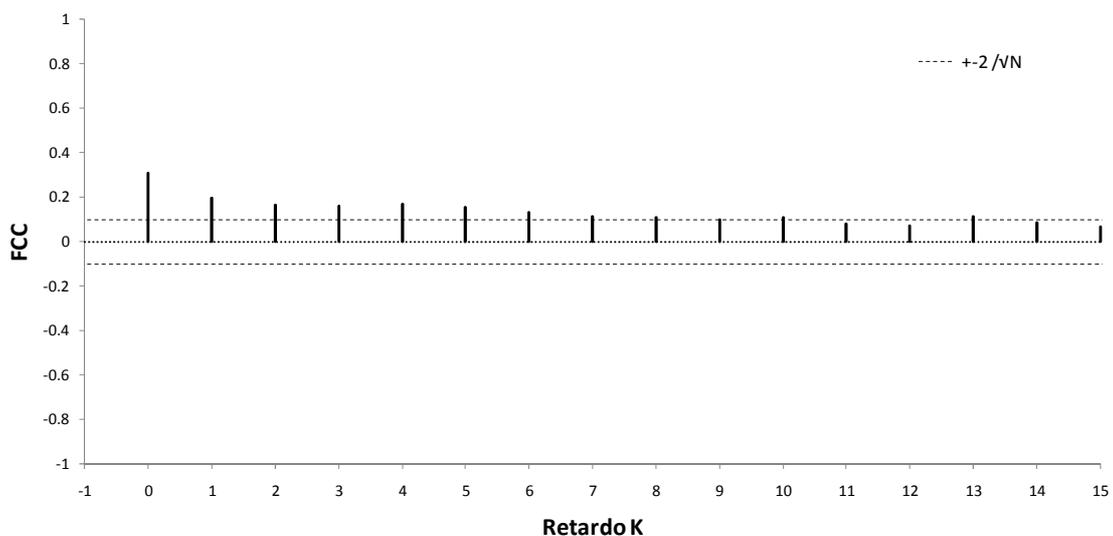


Figura 4.30. Función impulso respuesta entre la serie  $L_t$  de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm y su correspondiente serie de recarga efectiva  $R_t$ .

Para la identificación de la estructura de la función impulso respuesta, la interpretación es muy similar a la mostrada para la variable  $P_t$ . Por ello se estima directamente el modelo de Koyck con AR (1):

$$L_t = \frac{0.590}{(1-0.862B)} R_t + \frac{1}{(1-0.999B)} a_t \quad (4.16)$$

con valores de  $t$  de 39.265 para  $\omega_0$ , 55.530 para  $\delta_1$  y 530.355 para  $\phi_1$ , todos ellos significativos. El estadístico Q para 17 grados de libertad es 5.848, menor que el valor  $\chi^2$  correspondiente a un 95% de probabilidad, indicando que el residuo es ruido blanco. La FCC residual no presenta ningún valor significativo (resultados no mostrados).

Los parámetros de la función de transferencia son mayores en este modelo que en el modelo 4.14, indicando la mayor influencia de la variable  $R_t$  sobre  $L_t$  que la variable  $P_t$ , tanto en la respuesta simultánea ( $\omega_0$ ) como en la distribuida ( $\delta_1$ ).

El residuo del modelo de Koyck aplicado con esta nueva variable se muestra en la figura 4.31. Puede apreciarse al comparar la magnitud del eje de ordenadas de esta gráfica con el de la figura 4.25 que los residuos se han reducido. La desviación típica de esta serie residual  $\sigma=0.75$  es menor que la de los modelos anteriores, y reduce a menos de una cuarta parte la desviación de la serie original ( $\sigma=4.39$ ).

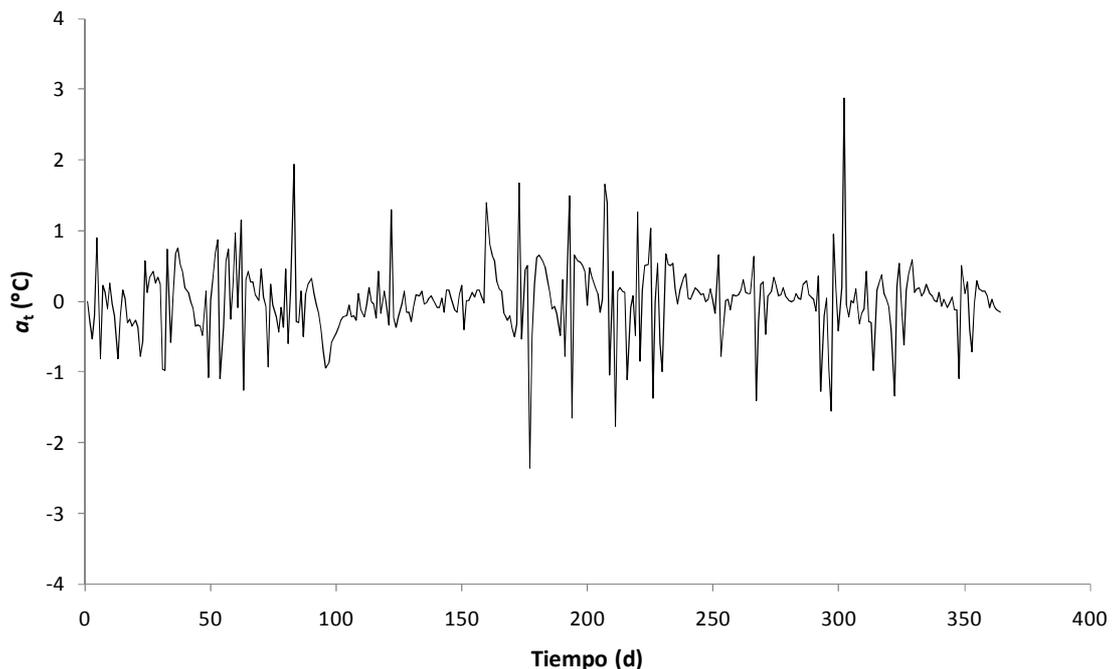


Figura 4.31. Gráfico de serie temporal de la serie residual del modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series  $L_t$  de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm con la serie  $R_t$  como input.

La FAS de la serie  $\alpha_t$  muestra que es incorrelada, al no haber ningún coeficiente significativo (figura 4.32 (a)). Por otra parte, en el histograma de la figura 4.32 (b) se puede comprobar que los residuos no siguen una distribución normal, debido a su apuntamiento,

pero es simétrica, y menos apuntada que las distribuciones residuales del modelo 4.12 (figura 4.24 (b)) y del modelo 4.14 (resultados no mostrados).

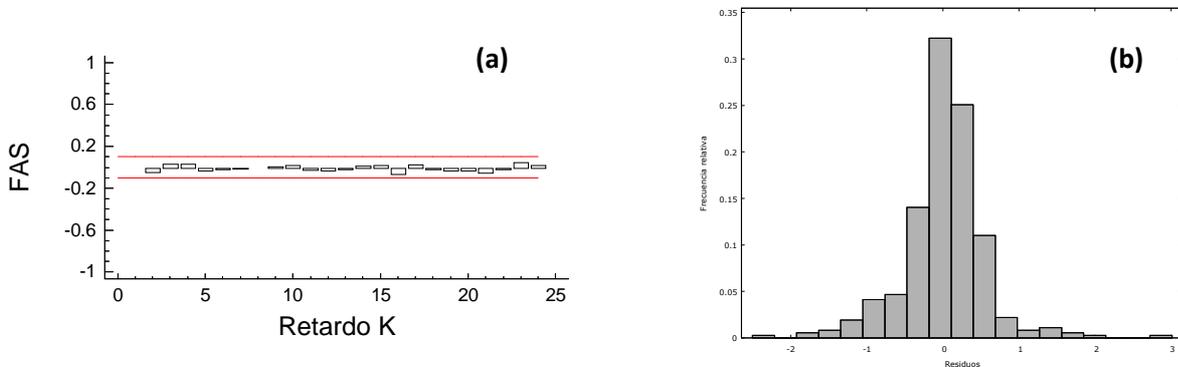


Figura 4.32. (a) Función de autocorrelación simple y (b) histograma de la serie residual del modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series  $L_t$  de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm y su correspondiente serie de recarga efectiva  $R_t$ .

La figura 4.33 muestra los valores predichos por el modelo 4.16. Se puede comprobar en esta figura que el ajuste es mejor que para el modelo de la precipitación en los días en los que éste fallaba, es decir, los días de lluvia intensa y humedad antecedente alta.

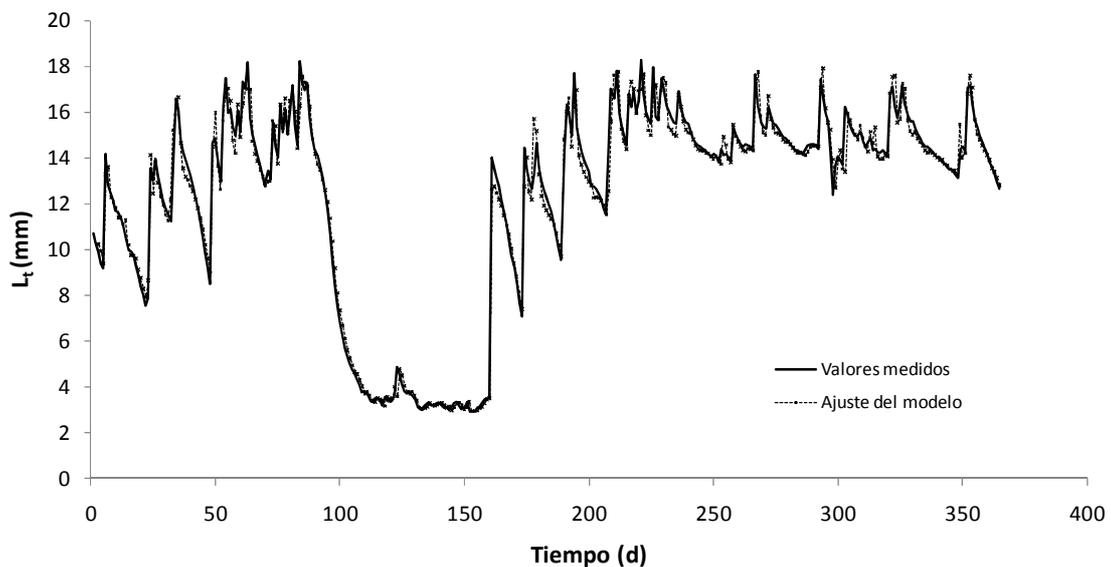


Figura 4.33. Valores observados y estimados por el modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series  $L_t$  de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm y su correspondiente serie de recarga efectiva  $R_t$ .

La tabla 4.14 muestra el criterio de información Bayesiano y el grado de ajuste de varios modelos testados en este trabajo. Puede observarse que los modelos que emplean la variable  $R_t$  en la explicación de la dinámica de  $L_t$  funcionan mejor (tienen un BIC menor) que los modelos basados en la precipitación. Esto confirma que el método propuesto mejora los modelos de FT sin introducir más parámetros. Nótese también que el modelo que presenta el

menor BIC de todos ellos es el FT (2, 1, 0). Este resultado coincide con el modelo propuesto por Ramirez-Beltrán *et al.* (2008), en el que también se modifica la precipitación para evitar una respuesta lineal. No obstante, en este trabajo se ha comprobado que la FT (1, 0, 0) es también válida, y al primar en todo caso la sencillez del modelo, se ha considerado éste último como el modelo definitivo.

Tabla 4.14. BICnorm de varios modelos de FT comunes para la serie  $L_t$  de 365 valores de lámina de agua del punto CONTROL P1 a 5 cm en función del input. Se muestra el valor de significación P del estadístico de Ljung-Box para  $k=18$  retardos.

Input	Modelo	Valor P (0.05)	BIC normalizado
$P_t$	(0,1,0)+AR(1)	0.724	0.360
$P_t$	(1,0,0)+AR(1)	0.547	0.343
$P_t$	(0,0,0)+AR(1)	0.695	0.391
$P_t$	(1,1,0)+AR(1)	0.480	0.347
$P_t$	(2,0,0)+AR(1)	0.295	0.340
$P_t$	(2,1,0)+AR(1)	0.277	0.355
$R_t$	(1,0,0)+AR(1)	0.994	-0.511
$R_t$	(0,1,0)+AR(1)	0.164	-0.185
$R_t$	(1,1,0)+AR(1)	0.994	-0.522
$R_t$	(2,1,0)+AR(1)	0.958	-0.538

La dinámica de la humedad del suelo a escala diaria es compleja y en su modelación se debe tener en cuenta las precipitaciones (i) y que la respuesta del suelo a la precipitación depende de la humedad antecedente (ii). El modelo construido en este trabajo aborda ambas cuestiones.

La primera cuestión se resuelve incluyendo la precipitación diaria en el modelo. Como se ha comprobado, los modelos AR (1) son capaces de describir de forma adecuada la humedad del suelo en ausencia de precipitación, pero no la respuesta a los eventos. Como consecuencia, los residuos de dicho modelo se encuentran ligados a la precipitación, y presentan distribución asimétrica.

Respecto a la respuesta del suelo a la precipitación, la creación de una nueva variable que limita la recarga del suelo en condiciones de saturación ha permitido construir un modelo de FT que mejora los resultados respecto a un modelo que tenga sólo la precipitación como input.

Parte de la explicación de la mejora encontrada al aplicar la variable  $R_t$  respecto a la aplicación de  $P_t$  es la inclusión de la humedad antecedente. En un estudio de la dinámica de la humedad del suelo a escala diaria realizado en una cuenca hidrográfica árida de Almería, Cantón (1999) comprobó que el incremento de la humedad del suelo ( $\theta_{vt} - \theta_{vt-1}$ ) en respuesta a la precipitación disminuía de forma lineal con la humedad antecedente. Por ello la simplificación introducida en este trabajo considerando  $R_t$  permite ajustar un modelo lineal, la función de transferencia, a una variable no lineal, la lámina de agua.

Un resultado interesante que surge al analizar la figura 4.31 es que las varianzas de la serie residual siguen de forma aproximada una dinámica estacional, pudiéndose distinguir cuatro periodos de varianza constante. Este hecho justifica la división asumida de la humedad

del suelo a escala estacional para estudiar los efectos de los tratamientos selvícolas sobre la humedad.

### ***Evaluación para predicción del modelo empleando la recarga efectiva***

A continuación se muestran los resultados de predicción del modelo ajustado, con el objetivo de evaluar su empleo en el completado de series. Como se ha comprobado, la serie de humedad de suelo no es estacionaria. Esta estacionalidad se ha eliminado de las series mediante la división de las mismas en función de la temperatura del aire. La evaluación de la predicción se hará por tanto en los periodos de verano e invierno.

La tabla 4.15 muestra los valores de predicción obtenidos por el modelo ajustado en verano y los errores de predicción (observado menos predicho). Los límites aproximados del 95% contienen todos los valores excepto uno (en  $t = 94$ ). Puede apreciarse que el modelo tiene tendencia a sobreestimar los valores predichos respecto a los observados.

Tabla 4.15. Predicciones de  $L_t$  del modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series  $L_t$  del punto CONTROL P1 a 5 cm y su correspondiente serie  $R_t$  en el periodo de verano.

<b>t</b>	<b>Límite inferior 95%</b>	<b>Predicción</b>	<b>Límite superior 95%</b>	<b>Observado</b>	<b>Error</b>
92	16.45	17.62	18.79	16.58	-1.04
93	16.78	18.43	20.08	17.78	-0.65
94	16.37	18.39	20.41	15.98	-2.42
95	15.28	17.60	19.93	15.38	-2.23
96	14.31	16.90	19.50	14.93	-1.97
97	13.44	16.27	19.11	14.52	-1.75
98	15.44	18.49	21.55	16.80	-1.70
99	15.77	19.03	22.30	16.20	-2.84
100	16.43	19.88	23.34	16.89	-2.99
101	15.26	18.89	22.53	16.01	-2.88
102	16.06	19.87	23.67	16.45	-3.42
103	16.48	20.45	24.41	18.25	-2.19
104	15.71	19.83	23.95	16.80	-3.03
105	14.56	18.83	23.09	16.01	-2.82
106	13.52	17.93	22.34	15.69	-2.24

La tabla 4.16 muestra los resultados de predicción obtenidos para el ajuste de invierno. En esta ocasión, los límites de confianza incluyen todos los valores observados, indicando el buen ajuste del modelo. La conclusión de estos resultados es que el modelo de FT construido es capaz de realizar predicciones válidas en el corto plazo a escala diaria cuando el periodo de ajuste se limita a una estación (3 meses aproximadamente) con  $T^a$  constante y evapotranspiración poco variable.

Tabla 4.16. Predicciones de  $L_t$  del modelo FT (1, 0, 0) + AR(1) aplicado a las series  $L_t$  del punto CONTROL P1 a 5 cm y su correspondiente serie  $R_t$  en el periodo de invierno.

t	Límite inferior 95%	Predicción	Límite superior 95%	Observado	Error
90	11.60	12.60	13.61	12.31	-0.29
91	11.13	12.55	13.96	12.03	-0.52
92	10.76	12.50	14.23	11.84	-0.66
93	10.45	12.45	14.44	11.52	-0.92
94	10.17	12.40	14.62	11.17	-1.22
95	9.91	12.35	14.78	10.86	-1.49
96	9.68	12.30	14.92	10.61	-1.69
97	9.45	12.25	15.05	10.23	-2.03
98	9.24	12.20	15.17	9.78	-2.42
99	9.04	12.16	15.28	9.40	-2.75
100	8.85	12.11	15.38	8.99	-3.12
101	13.68	17.08	20.48	14.05	-3.03
102	14.28	17.82	21.35	15.98	-1.84
103	13.66	17.32	20.99	16.74	-0.59
104	12.82	16.60	20.38	15.47	-1.13

## 4.2.3 Comparación entre tratamientos

### 4.2.3.1 Periodo de verano y análisis de evento

La dinámica de los valores observados de lámina de agua en el periodo de temperaturas elevado (verano) puede verse en la figura 4.34 para algunos puntos a 5 cm de profundidad tomados como ejemplo. Durante los 40 primeros días el suelo se encuentra seco en todos los puntos representados, apareciendo una diferente respuesta a la precipitación de 27 mm del día 24/8/2008 en función del punto ( $t=43$  en la figura 4.34).

Así, los puntos BOSQUETE P1, ASUF P2 y CONTROL P2 a 5 cm tienen una respuesta similar con una recarga de similar magnitud, mientras ASUD P1 presenta un aumento de lámina mucho menor. Puede observarse además como en las posteriores precipitaciones se incrementan las diferencias entre las respuestas de los distintos puntos, especialmente la del punto ASUD P1. El parámetro  $\omega_0$  del modelo FT (1,0,0)+AR(1), presentado en la tabla 4.17 junto al resto de parámetros estimados recoge estas diferencias. Como se puede observar en dicha tabla, el valor de  $\omega_0$  del punto ASUD P1 es  $\omega_0=0.10$ , muy alejado del resto de valores de los otros tres puntos representados en la figura 4.34. De estos puntos, el parámetro  $\omega_0$  del punto BOSQUETE P1 es el más elevado ( $\omega_0=0.52$ ), seguido por ASUF P2 ( $\omega_0=0.44$ ) y CONTROL P2 ( $\omega_0=0.41$ ). Estos resultados muestran la capacidad del modelo para comparar la respuesta del suelo ante los eventos de precipitación en cada serie.

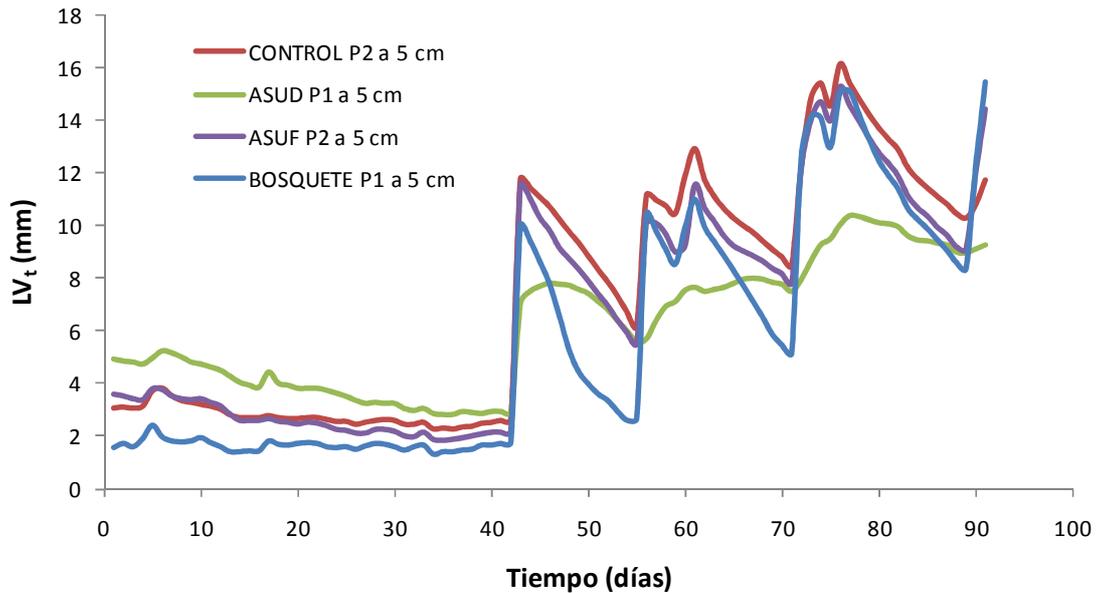


Figura 4.34. Series ejemplo de  $LV_t$  a 5 cm en el periodo de verano (13/7/2008-11/10/2008).

El parámetro  $\omega_0$  es el peso de impulso respuesta  $v_0$  (simultáneo en el tiempo), es decir, el incremento medio de la lámina por unidad de recarga efectiva  $R_t$ . El valor de este parámetro está relacionado con todo aquello que pueda limitar la llegada del agua a la sonda. La única excepción es la generación de escorrentía, ya excluida de la variable  $R_t$ . Así, por ejemplo, si en un punto existe más interceptación por parte de la vegetación cabe esperar un valor de  $\omega_0$  más bajo. La existencia de una capa mayor de hojarasca que intercepte parte de la precipitación, o incluso parámetros edáficos que regulen la hidrofobicidad superficial pueden en principio afectar al valor de este parámetro.

Retornando a los puntos graficados en la figura 4.34, se puede observar que el punto BOSQUETE P1 es el que presenta un descenso más rápido de la lámina tras una recarga. El punto ASUF P2 también desciende con una pendiente pronunciada, mientras que el punto CONTROL P2 y sobretodo el punto ASUD P1 registran caídas más leves. De nuevo, este aspecto es recogido por el modelo mediante el parámetro  $\delta_1$ . El valor de  $\delta_1$  más bajo de los puntos representados en la figura 4.34 es el de BOSQUETE P1 ( $\delta_1=0.86$ ), seguido por ASUF P2 ( $\delta_1=0.91$ ). Los puntos CONTROL P2 y ASUD P1 tienen valores más altos del parámetro (0.93 y 0.96, respectivamente), en consonancia con el descenso más lento de las láminas. De nuevo, este parámetro tiene interés en la comparación entre tratamientos silvícolas.

## Resultados y discusión

Tabla 4.17. Parámetros del modelo FT (1, 0, 0)+AR (1) aplicado a las series  $LV_t$  en el periodo de verano. Los valores en negrita son el valor del estadístico t de cada parámetro.

Profundidad	Parcela	Punto	$\omega_0$	$\delta_1$	$\Phi_1$	
5cm	CONTROL	1	0.62 <b>24.09</b>	0.89 <b>34.41</b>	0.99 <b>102.04</b>	
		2	0.41 <b>25.99</b>	0.93 <b>55.17</b>	0.99 <b>79.35</b>	
		3	0.34 <b>17.58</b>	0.96 <b>71.97</b>	0.99 <b>90.06</b>	
	ASUD	1	0.10 <b>8.98</b>	0.96 <b>28.21</b>	0.99 <b>149.34</b>	
		2	0.40 <b>19.38</b>	0.95 <b>134.42</b>	0.91 <b>15.70</b>	
		3	-	-	-	
	ASUF	1	0.04 <b>5.69</b>	0.99 <b>72.71</b>	0.99 <b>713.38</b>	
		2	0.44 <b>19.59</b>	0.91 <b>33.53</b>	0.99 <b>72.10</b>	
		3	0.43 <b>10.60</b>	0.80 <b>14.10</b>	0.85 <b>29.98</b>	
	BOSQUETE	1	0.52 <b>20.54</b>	0.86 <b>27.07</b>	0.99 <b>48.14</b>	
		2	0.68 <b>15.03</b>	0.83 <b>23.14</b>	0.85 <b>26.61</b>	
		3	0.71 <b>13.43</b>	0.83 <b>20.79</b>	0.84 <b>24.04</b>	
	10cm	CONTROL	1	0.38 <b>17.00</b>	0.95 <b>42.42</b>	0.99 <b>112.90</b>
			2	0.35 <b>16.20</b>	0.96 <b>50.21</b>	0.99 <b>163.67</b>
			3	0.30 <b>16.26</b>	0.96 <b>58.79</b>	0.99 <b>301.15</b>
ASUD		1	0.14 <b>16.66</b>	0.98 <b>114.61</b>	0.99 <b>1357.60</b>	
		2	-	-	-	
		3	-	-	-	
ASUF		1	0.23 <b>11.69</b>	0.98 <b>83.20</b>	0.99 <b>302.54</b>	
		2	0.55 <b>17.65</b>	0.83 <b>21.16</b>	0.99 <b>175.99</b>	
		3	0.20 <b>9.16</b>	0.99 <b>92.64</b>	0.99 <b>239.28</b>	
BOSQUETE		1	0.18 <b>8.84</b>	0.92 <b>15.44</b>	0.99 <b>151.13</b>	
		2	0.65 <b>16.95</b>	0.89 <b>24.47</b>	0.99 <b>128.33</b>	
		3	0.33 <b>12.61</b>	0.99 <b>105.08</b>	0.99 <b>107.27</b>	

El parámetro  $\delta_1$  recoge la tasa de descenso exponencial teórico de la lámina de agua por unidad de recarga. Este descenso de la lámina tras una recarga se debe a la salida de agua del volumen de suelo considerado en las tres dimensiones espaciales, causados por diferencias de potencial (Jury *et al.*, 1991). Puede considerarse que si se trabaja a escalas de tiempo superiores o iguales a la diaria el transporte por difusión lateral es despreciable respecto a los movimientos verticales por percolación o evapotranspiración (Pan *et al.*, 2003). Por otra parte, la percolación ha sido ya sustraída de la variable  $R_t$ . Por ello es razonable asumir en este trabajo que los descensos en la lámina de agua se deben a la evapotranspiración pudiendo establecer con fines comparativos una relación inversa entre el parámetro  $\delta_1$  ajustado a un periodo y la evapotranspiración de dicho periodo.

Considerando todo lo expuesto, al comparar los parámetros estimados entre tratamientos se observa que existe una cierta tendencia a que los valores de  $\omega_0$  aumenten a medida que la intensidad del tratamiento se incrementa, especialmente a 5 cm (figura 4.35). Los valores de  $\omega_0$  de la parcela BOSQUETE a 5 cm son en general mayores a los valores de las parcelas ASU y CONTROL. Existe un punto que difiere de esta tendencia general, el P1 de

CONTROL, con un valor alto de  $\omega_0$ . Al examinar su instalación en el campo se ha comprobado que este punto se encuentra en un claro artificial creado por la corta de un árbol de forma independiente a los tratamientos, posiblemente 4 o 5 años después de éstos (Galiana, comunicación personal). El resultado es que no existe dosel arbóreo en la vertical del punto CONTROL P1. Esto justificaría que la interceptación sea menor al resto de puntos de la parcela, y por tanto que  $\omega_0$  sea alto.

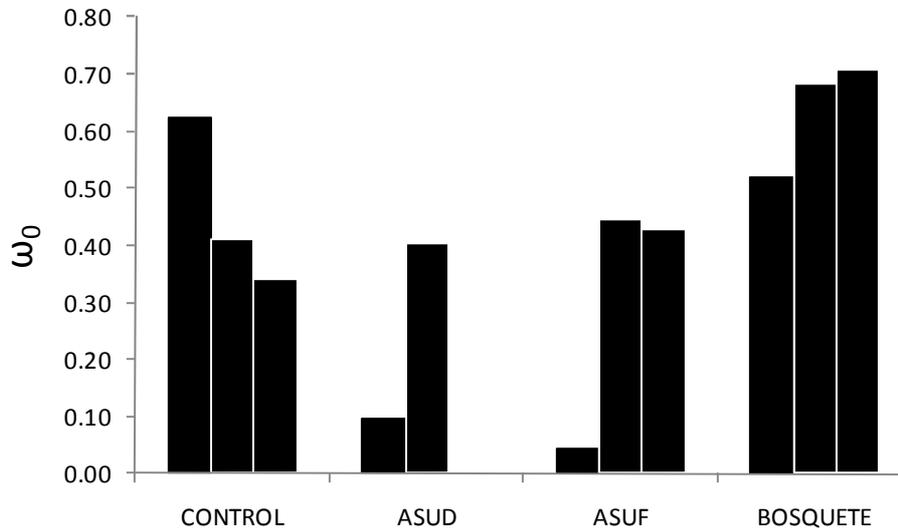


Figura 4.35. Parámetro  $\omega_0$  del modelo FT(1,0,0)+AR(1) aplicado a las series  $LV_t$  a 5 cm del periodo de verano. Valores en la tabla 4.17.

Existen otros dos puntos con un valor de  $\omega_0$  que se salen de la tendencia general de la figura 4.35, estos son ASUD P1 y ASUF P1. En la figura 4.34 se puede observar el comportamiento del punto ASUD P1. La serie ASUF P1 tiene una dinámica similar (no se muestra). No se ha encontrado una explicación definitiva a este comportamiento, aunque su dinámica sugiere que es más probable que se deba a diferencias relacionadas con características edáficas que a la cobertura vegetal. Se ha considerado la posibilidad de que se deba a diferencias en la compactación causadas por el método de instalación o a la pedregosidad en el volumen de suelo explorado.

Al tratar de identificar diferencias en el parámetro  $\omega_0$  a la profundidad 10 se comprueba que los resultados no son tan dependientes de la cobertura vegetal como en la profundidad de 5 cm (tabla 4.17). Esto puede deberse en parte a que a medida que se incrementa la profundidad, las características del suelo propias de cada punto (p.e. conductividad hidráulica) adquieren más importancia o también al efecto de las diferencias en recarga en el horizonte superior (0-5 cm) y por tanto en su transmisión hacia la profundidad de 10 cm. En todo caso, el máximo valor de  $\omega_0$  continúa encontrándose en BOSQUETE, pero también existe un valor alto en ASUF.

Al comparar  $\delta_1$  en función del tratamiento se observa que el valor estimado para este parámetro es inferior al resto en la parcela BOSQUETE a 5 cm, sugiriendo que en esta parcela las pérdidas por evapotranspiración son mayores que en el resto. Puede observarse este

efecto incluso en el valor del parámetro  $\phi_1$ , que recoge la variabilidad de la serie una vez extraída la respuesta dinámica ante la recarga. La interpretación de este resultado es que las pérdidas se deben a la mayor evaporación directa desde la superficie del suelo. Esta suposición es coherente con los resultados de temperatura de suelo obtenidos (punto 4.1.2.4). Al analizar el valor del parámetro  $\delta_1$  en las series de lámina a 10 cm se observa que no existe una tendencia tan clara como a 5 cm, pero la parcela BOSQUETE sigue presentando valores bajos, junto con ASUF.

Tabla 4.18. Parámetros estimados del modelo de regresión lineal  $L=a t + b$  aplicado al periodo de 10 días posterior al evento del día 11/6/2008.

Profundidad	Parcela	Punto	a	b	R <sup>2</sup>
5cm	CONTROL	1	-0.695	16.73	0.96
		2	-0.673	17.79	0.99
		3	-0.471	15.58	0.99
	ASUD	1	-0.591	19.66	0.99
		2	-0.392	12.18	0.80
		3	-	-	-
	ASUF	1	-	-	-
		2	-0.574	17.01	0.99
		3	-0.658	16.51	0.99
	BOSQUETE	1	-1.033	17.41	0.97
		2	-0.886	16.07	0.99
		3	-1.171	17.90	0.96
10cm	CONTROL	1	-0.698	25.61	0.99
		2	-1.042	32.95	0.98
		3	-0.909	32.07	0.98
	ASUD	1	-1.063	37.33	0.99
		2	-	-	-
		3	-	-	-
	ASUF	1	-0.568	34.19	0.99
		2	-1.074	32.12	0.99
		3	-0.601	29.23	0.99
	BOSQUETE	1	-1.175	39.46	0.99
		2	-1.267	37.16	0.99
		3	-1.325	38.30	0.98

Los resultados obtenidos a partir de la interpretación del parámetro  $\delta_1$  resultan coherentes con los resultados obtenidos en el análisis de evento, mostrados en la tabla 4.18. Dicha tabla incluye los resultados del ajuste lineal al proceso de secado del evento inmediatamente anterior al periodo de verano. Puede apreciarse en dicha tabla que las mayores pendientes, tanto a 5 como a 10 cm se encuentran en la parcela BOSQUETE. También se observa que las humedades de partida, representadas por el intercepto, son similares entre todos los puntos. Estos resultados indican que en la parcela BOSQUETE las pérdidas por evapotranspiración en los días posteriores a ese evento fueron mayores a las registradas en el

resto de parcelas. Es importante recalcar que se ha llegado a una conclusión similar a partir de métodos independientes, el modelo de función de transferencia y el ajuste lineal del periodo de secado de un evento.

La tabla 4.19 muestra los valores de lámina promedio del periodo de verano. Puede observarse que en verano el contenido medio de humedad a 5 cm es similar en todas las parcelas, con el valor más elevado en el punto CONTROL P1. Como se ha explicado, este punto presenta la particularidad de tener limitada la interceptación ( $\omega_0$  alto) junto a bajas pérdidas por evaporación ( $\delta_1$  medio-alto), que podrían explicar su valor promedio mayor al resto. A diez centímetros la lámina es más alta en un punto de la parcela BOSQUETE, posiblemente debido a factores edáficos (véase sus valores máximos y mínimos), pero el resto de puntos no sugieren tendencias claras a nivel tratamiento.

Tabla 4.19. Valores de lámina promedio, máxima, mínima y desviación típica en el periodo de verano.

Profundidad	Parcela	Punto	media	max	min	Desv.
5cm	CONTROL	1	8.36	17.68	2.93	4.94
		2	7.26	16.13	2.26	4.51
		3	7.42	14.24	3.15	3.77
	ASUD	1	6.19	10.39	2.83	2.44
		2	5.65	15.25	0.07	5.27
		3	-	-	-	-
	ASUF	1	6.60	10.50	5.00	1.74
		2	6.73	15.27	1.81	4.25
		3	7.48	17.52	2.63	4.12
	BOSQUETE	1	5.65	15.44	1.30	4.52
		2	7.14	17.31	2.14	4.89
		3	7.64	18.70	2.78	4.81
10cm	CONTROL	1	12.47	24.73	5.87	5.69
		2	15.21	28.02	7.97	6.27
		3	16.53	25.86	10.21	5.00
	ASUD	1	13.48	20.67	8.26	3.62
		2	-	-	-	-
		3	-	-	-	-
	ASUF	1	14.92	25.63	9.10	4.19
		2	15.18	28.94	7.67	6.28
		3	15.45	25.28	9.64	4.65
	BOSQUETE	1	12.77	21.68	4.70	5.89
		2	20.19	36.76	10.56	8.69
		3	15.93	29.19	8.31	6.76

Como se ha comprobado en el análisis de la dinámica realizado mediante los modelos FT, existen diferencias entre las respuestas de los puntos a las precipitaciones en función del tratamiento para el periodo de verano. No obstante, estas diferencias no se aprecian al analizar los valores medios. Así, por ejemplo, puede observarse que los puntos ASUF P2 y

BOSQUETE P2 a 5 cm tienen valores similares de lámina promedio, máxima, mínima e incluso una desviación típica similar (tabla 4.19). Sin embargo, el análisis a partir de los modelos FT nos indica que en realidad el punto BOSQUETE P2 tiene una mayor respuesta que el ASUF P2 ante las precipitaciones, y además la pérdida de humedad es más rápida (tabla 4.17, figura 4.36). Así pues, los valores medios enmascaran estas diferencias. Este hecho, junto a que los valores medios, mínimos y máximos son sensibles a las ecuaciones de calibración escogidas, demuestra que deben asumirse con cautela las conclusiones que se puedan extraer en estudios de humedad de suelo basados en exclusiva en la comparación de valores medios.

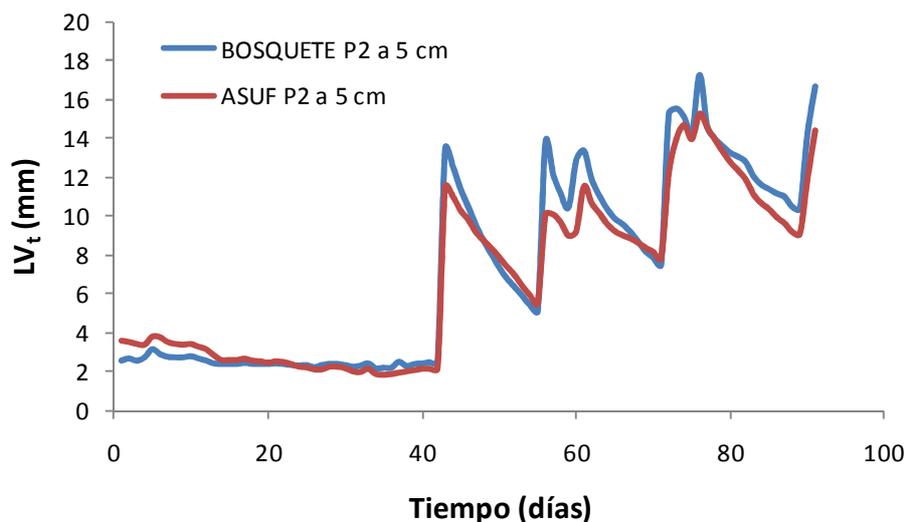


Figura 4.36. Dinámica de  $LV_t$  a 5 cm en el periodo de verano (13/7/2008-11/10/2008) de dos series que presentan estadísticos descriptivos similares.

#### 4.2.3.2 Periodo de invierno y anual

La figura 4.37 muestra los valores de lámina observados en el periodo de temperaturas bajas, y en la tabla 4.20 se presentan los valores de los parámetros ajustados para las series disponibles en ese periodo. Puede observarse que el comportamiento dinámico, esto es, la respuesta a las precipitaciones, es muy similar en todos los puntos mostrados en la figura 4.37. Sin embargo, al comparar entre sí los valores de los parámetros estimados para los puntos representados en dicha figura, se puede comprobar la gran dispersión de éstos, con un rango de variación que oscila entre  $\omega_0=0.29$  en ASUF P3 y  $\omega_0=0.64$  en BOSQUETE P1. A diferencia de lo que sucedía en verano, en este caso el parámetro  $\omega_0$ , y su parámetro asociado  $\delta_1$ , no representan de forma útil las respuestas de las sondas ante las precipitaciones, al menos con un fin comparativo entre tratamientos silvícolas. Estos parámetros ajustados al periodo de invierno sugieren diferencias en la dinámica que no se observan en las series originales.

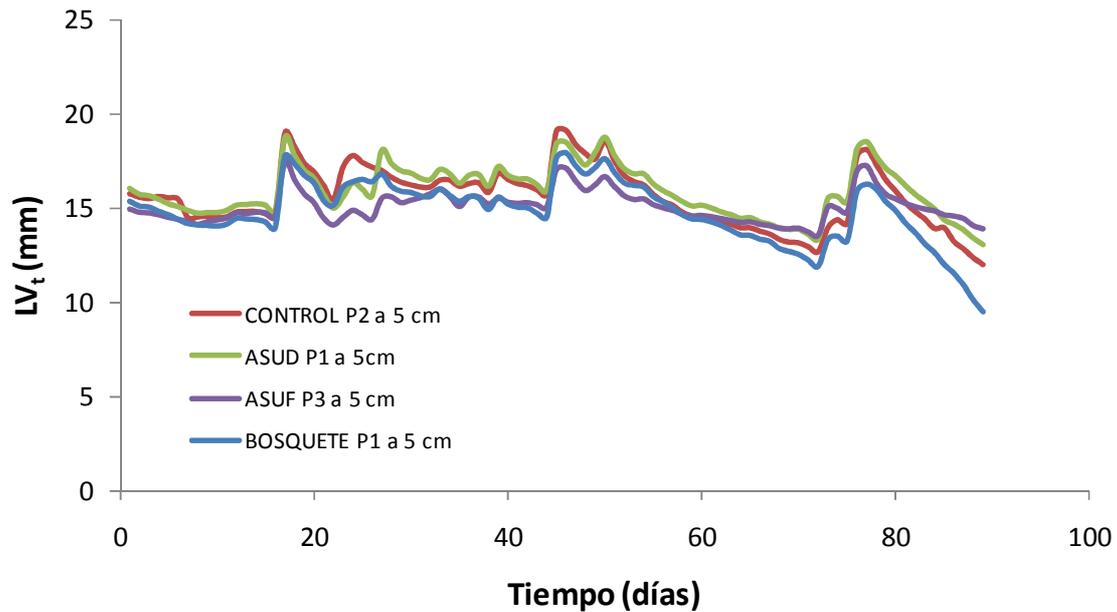


Figura 4.37. Series ejemplo de  $LV_t$  a 5 cm en el periodo de invierno (18/12/2008-16/3/2009).

La causa más probable de esta situación es que en el periodo de invierno la lámina de agua se encuentra próxima a la saturación (figura 4.37). La función de transferencia se aplica a la variable  $R_t$ , y ésta es dependiente del valor de la lámina de saturación  $L_s$ . Los resultados experimentales demuestran que las diferencias entre las recargas efectivas de cada punto se ven incrementadas a medida que la lámina antecedente es mayor.

Así, por ejemplo, se puede comparar la diferente recarga efectiva entre los puntos CONTROL P2 a 5 cm, con  $L_s=20$  mm y el BOSQUETE P1 a 5 cm, con  $L_s=18$  mm. El día 3/1/2009 ( $t=17$  en la figura 4.37) la precipitación fue  $P_t=10$  mm, con una lámina antecedente similar en ambas series. Al computar la recarga efectiva para los dos puntos, se obtiene  $R_t=4.5$  mm para la serie BOSQUETE P1, un 25 % menor que en el punto CONTROL P2, con un valor  $R_t=6$  mm. Realizando el mismo cálculo para la precipitación del día 24/8/2008 ( $t=43$  en figura 4.34), el valor de la recarga en el punto CONTROL P2 es  $R_t=18.3$ , y en BOSQUETE  $R_t=16.7$ , sólo un 9% menor a la de CONTROL. Se puede comprobar con este ejemplo como las proporciones se magnifican a medida que la lámina se aproxima a saturación, porque el valor de la recarga efectiva es muy bajo.

Tabla 4.20. Parámetros del modelo FT (1, 0, 0)+AR (1) aplicado a las series  $LI_t$  en el periodo de invierno. Los valores en negrita son el valor del estadístico t de cada parámetro.

Profundidad	Parcela	Punto	$\omega_0$	$\delta_1$	$\Phi_1$	
5cm	CONTROL	1	0.50 <b>10.27</b>	0.66 <b>8.19</b>	0.99 <b>419.28</b>	
		2	0.60 <b>18.22</b>	0.71 <b>16.71</b>	0.99 <b>809.96</b>	
		3	0.52 <b>14.67</b>	0.89 <b>25.19</b>	0.99 <b>1193.44</b>	
	ASUD	1	0.38 <b>3.25</b>	0.46 <b>1.61</b>	0.90 <b>75.25</b>	
		2	0.57 <b>20.70</b>	0.78 <b>24.21</b>	0.99 <b>953.62</b>	
		3	0.43 <b>17.29</b>	0.71 <b>16.35</b>	0.99 <b>1054.60</b>	
	ASUF	1	0.29 <b>9.42</b>	0.45 <b>4.48</b>	0.99 <b>483.45</b>	
		2	0.69 <b>20.05</b>	0.84 <b>27.59</b>	0.99 <b>1856.34</b>	
		3	0.29 <b>13.29</b>	0.33 <b>4.40</b>	0.99 <b>620.54</b>	
	BOSQUETE	1	0.64 <b>18.35</b>	0.87 <b>28.35</b>	0.99 <b>1648.68</b>	
		2	0.52 <b>7.41</b>	0.54 <b>4.32</b>	0.99 <b>382.25</b>	
		3	-	-	-	
	10cm	CONTROL	1	0.56 <b>13.59</b>	0.48 <b>6.93</b>	0.99 <b>421.64</b>
			2	0.78 <b>4.34</b>	0.69 <b>4.00</b>	0.90 <b>70.76</b>
			3	0.44 <b>13.42</b>	0.93 <b>30.29</b>	0.99 <b>760.86</b>
ASUD		1	0.41 <b>9.75</b>	0.75 <b>10.70</b>	0.99 <b>623.88</b>	
		2	-	-	-	
		3	0.54 <b>19.65</b>	0.76 <b>21.89</b>	0.99 <b>1671.94</b>	
ASUF		1	0.41 <b>12.82</b>	0.46 <b>6.20</b>	0.99 <b>718.50</b>	
		2	0.61 <b>3.68</b>	0.53 <b>2.20</b>	0.90 <b>76.67</b>	
		3	0.67 <b>10.75</b>	0.75 <b>10.22</b>	0.99 <b>1054.37</b>	
BOSQUETE		1	0.46 <b>14.70</b>	0.82 <b>19.76</b>	0.99 <b>1484.67</b>	
		2	0.49 <b>10.32</b>	0.48 <b>5.34</b>	0.99 <b>581.06</b>	
		3	0.46 <b>9.52</b>	0.64 <b>7.54</b>	0.99 <b>787.98</b>	

El valor de  $L_s$ , es decir, el máximo valor de lámina de agua registrado por las sondas, está asociado a las características físicas del suelo (p.e. densidad aparente, pedregosidad) en el volumen explorado por la sonda. Como se ha visto, pequeñas diferencias en  $L_s$  afectan de forma notable a la función de impulso respuesta en los periodos de humedad alta, dificultando su empleo para la comparación en este trabajo, debido a la elevada variabilidad entre puntos de ciertos parámetros, como el porcentaje de elementos gruesos. Este resultado permite obtener una conclusión importante, reforzada por las figuras 4.34 y 4.37, que el efecto de los tratamientos selvícolas (la cobertura vegetal) sobre la dinámica de la humedad del suelo no se manifiesta igual en todas las épocas del año, de forma que el dosel arbóreo tiene influencia máxima en las épocas de secado con humedades bajas, e influencia mínima en las épocas cercanas a la saturación, donde los parámetros propios de las características del suelo juegan un papel más importante.

En consonancia con esta conclusión están los parámetros del modelo estimados para el periodo anual (tabla 4.21). Puede apreciarse en esta tabla que los valores del parámetro  $\omega_0$ , tanto a 5 como a 10 cm tienen el mismo orden relativo obtenido en verano (tabla 4.17), aunque con diferencias menos acusadas. De igual forma, en los valores del parámetro  $\delta_1$  no llegan a apreciarse diferencias claras entre tratamientos.

Tabla 4.21. Parámetros del modelo FT (1, 0, 0)+AR (1) aplicado a las series  $L_t$  en el periodo anual. Los valores en negrita son el valor del estadístico t de cada parámetro.

Profundidad	Parcela	Punto	$\omega_0$	$\delta_1$	$\Phi_1$	
5cm	CONTROL	1	0.59 <b>39.26</b>	0.86 <b>55.53</b>	0.99 <b>530.35</b>	
		2	0.48 <b>27.50</b>	0.90 <b>38.63</b>	0.99 <b>527.36</b>	
		3	0.37 <b>31.51</b>	0.95 <b>57.05</b>	0.99 <b>332.62</b>	
	ASUD	1	0.21 <b>24.59</b>	0.90 <b>51.48</b>	0.99 <b>397.73</b>	
		2	0.47 <b>24.41</b>	0.83 <b>80.28</b>	0.99 <b>318.89</b>	
		3	-	-	-	
	ASUF	1	-	-	-	
		2	0.41 <b>26.05</b>	0.93 <b>86.67</b>	0.99 <b>517.19</b>	
		3	0.41 <b>16.47</b>	0.65 <b>33.02</b>	0.99 <b>454.20</b>	
	BOSQUETE	1	0.55 <b>19.25</b>	0.92 <b>35.26</b>	0.99 <b>766.28</b>	
		2	0.67 <b>30.55</b>	0.79 <b>40.23</b>	0.99 <b>240.53</b>	
		3	-	-	-	
	10cm	CONTROL	1	0.41 <b>23.10</b>	0.84 <b>59.76</b>	0.99 <b>1245.87</b>
			2	0.48 <b>30.21</b>	0.91 <b>73.64</b>	0.99 <b>472.15</b>
			3	0.37 <b>32.35</b>	0.95 <b>33.69</b>	0.99 <b>463.870</b>
ASUD		1	0.32 <b>31.34</b>	0.89 <b>23.10</b>	0.99 <b>481.53</b>	
		2	-	-	-	
		3	-	-	-	
ASUF		1	0.30 <b>14.09</b>	0.93 <b>80.24</b>	0.99 <b>947.867</b>	
		2	0.61 <b>34.57</b>	0.77 <b>70.62</b>	0.99 <b>291.97</b>	
		3	0.21 <b>19.37</b>	0.97 <b>95.11</b>	0.99 <b>331.89</b>	
BOSQUETE		1	0.28 <b>36.16</b>	0.96 <b>38.29</b>	0.99 <b>436.29</b>	
		2	0.60 <b>30.77</b>	0.81 <b>37.25</b>	0.99 <b>852.83</b>	
		3	0.35 <b>21.78</b>	0.94 <b>68.51</b>	0.99 <b>965.11</b>	

La revisión de los valores promedio de humedad para los periodos invernal (tabla A.2.4. del anexo A.2) y anual (tabla A.2.5 del anexo A.2) proporcionan los mismos resultados en ambos periodos, no apreciándose diferencias a 5 cm y encontrándose que a 10 cm la humedad del suelo es mayor en BOSQUETE. Se puede concluir a la vista de estos resultados que ni la humedad promedio anual ni la estacional del periodo de invierno son medidas útiles para comparar el efecto de los tratamientos silvícolas sobre esta variable en este estudio, ya que el efecto del dosel arbóreo sobre la humedad identificado en verano se ve enmascarado al ser promediado con épocas más dependientes de los parámetros edáficos.

### 4.2.3.3 Resumen

Recopilando las conclusiones obtenidas en el periodo de verano, a 10 cm no se observan diferencias claras en función del tratamiento, a excepción del punto BOSQUETE P2. A 5 cm sólo se observan diferencias en la parcela BOSQUETE, que presenta valores menores de interceptación y mayores pérdidas, debido a la evaporación. Estas diferencias no llegan a reflejarse en los valores promedio. No se ha encontrado un efecto claro de los tratamientos de aclareo parcial ASU que permita diferenciarlos de la parcela CONTROL.

Estos resultados no siguen el patrón general que asume que los tratamientos de aclareo parcial provocan un aumento de la disponibilidad de agua en el suelo debido a las reducciones en transpiración y en interceptación de la precipitación (Aussenac, 2000). Numerosos estudios respaldan esta afirmación en diferentes ecosistemas (Weng *et al.*, 2007, Kranabetter y Coates, 2004; McClurkin, 1961; Stone *et al.*, 1999; Londo *et al.*, 1999), incluyendo los mediterráneos (Bréda *et al.*, 1995; Rodríguez-Calcerrada *et al.*, 2008; Cubera y Moreno, 2007). No obstante, existen estudios en la bibliografía que apuntan a que esta afirmación no es generalizable, como por ejemplo el realizado por Kim *et al.* (2009), donde encuentran que el contenido de agua del suelo era menor en el aclarado que en el bosque. Estas divergencias se aprecian también al considerar los aclareos totales, con estudios que registran aumentos de humedad (Gray *et al.*, 2002) y descensos (Chen *et al.* 1993; Redding *et al.*, 2003).

Ya específicamente con *P.halepensis*, Bellot *et al.* (2004) encontraron un efecto negativo de la densidad de árboles sobre la humedad del suelo superficial (0-10 y 10-20 cm de profundidad) en comparación con una cubierta exclusiva de matorrales en una zona semiárida de Alicante. Sin embargo, en el sur de Francia, con precipitaciones más elevadas, Koechlin *et al.* (1986) obtienen que el *P.halepensis* tiene un efecto despreciable en el balance hídrico superficial del suelo (0-15 cm), lo cual coincide con los resultados obtenidos en este trabajo.

Otro resultado similar con la misma especie fue obtenido por Maestre *et al.* (2003), en una zona cercana a la del estudio de Bellot *et al.* Al comparar las humedades entre zona cubierta por pino y zonas abiertas no obtienen diferencias significativas en humedad de suelo (0-10, 10-20) exceptuando unos pocos meses, en los que la humedad es mayor bajo cobertura de pino. Es interesante comprobar que las mayores diferencias reportadas en este trabajo, realizado con humedad mensual durante un año, se encuentran en los meses de enero y febrero, lo cual contrasta con los resultados obtenidos en las parcelas de Tuéjar. No obstante, debe tenerse en cuenta la mayor aridez del clima del estudio de Maestre *et al.*, con una precipitación anual cercana a 300 mm frente a los más de 500 mm de Tuéjar. Los valores reportados por estos autores muestran que la humedad mínima se alcanza en mayo en los puntos superficiales (0-10 cm), y se mantiene hasta septiembre. Es razonable, por tanto, que las diferencias en el proceso de secado debidas al dosel arbóreo aparezcan en invierno en este ecosistema. Este hecho confirma que la respuesta de la humedad del suelo a la precipitación se ve afectada por la cobertura de vegetación en mayor medida en las épocas de menor humedad.

Se extraen por tanto dos conclusiones del análisis comparativo de la humedad del suelo:

- El dosel arbóreo de *Pinus halepensis* interfiere en la dinámica de la humedad del suelo en mayor medida en las épocas de humedad baja
- El dosel arbóreo de *Pinus halepensis* limita la evaporación directa de la superficie del suelo, pero este efecto se ve compensado por la menor recarga del suelo debido a la interceptación de la lluvia por el dosel arbóreo.

---

## 5. CONCLUSIONES

---

- 1) La aplicación de modelos ARIMA, de función de transferencia y de análisis de armónicos ha permitido identificar los efectos que los tratamientos selvícolas de regeneración han causado sobre la dinámica diaria de las variables temperatura y humedad del suelo superficial. Estas técnicas han permitido aislar los efectos superpuestos de la cobertura vegetal y la exposición solar de los efectos causados por las características fisicoquímicas del suelo.
- 2) El régimen anual de la temperatura del suelo ha sido modelado satisfactoriamente mediante una serie de Fourier de dos armónicos, correspondientes al ciclo anual y semianual. No se han encontrado diferencias en la dinámica anual de la temperatura del suelo en función de la intensidad del aclareo diez años después del tratamiento, excepto en el caso de la entresaca por bosquetes. La eliminación total del dosel arbóreo causa en promedio un incremento superior a 1 °C en la media anual de las temperaturas promedio diarias y un incremento superior a 2.5°C en la media anual de las temperaturas máximas diarias. Estas diferencias en la media se deben en gran parte a las registradas en el periodo estival. La diferente orientación de la parcela CONTROL ha permitido identificar que las diferencias en exposición solar afectan sobre la dinámica anual de la temperatura del suelo de una forma similar al efecto causado por la cobertura arbórea, es decir, modificando las temperaturas estivales.
- 3) Las variaciones diarias de temperatura de suelo, una vez extraída la estacionalidad anual, siguen un proceso con estructura ARMA (1,1) para las temperaturas promedio diarias y AR (1) para las máximas diarias. Los valores de los parámetros de dicha estructura no dependen de la vegetación ni de la exposición, sino de las características edáficas propias de cada punto.
- 4) La relación dinámica entre la temperatura promedio del aire y la promedio del suelo una vez extraída la estacionalidad anual sigue una estructura de modelo de Koyck (función de transferencia de orden (1, 0, 0)). Este modelo es flexible, emplea pocos parámetros y puede aplicarse al relleno de lagunas de datos. En el caso de las temperaturas máximas diarias, el modelo de función de transferencia identificado es de orden (0, 0, 0), indicando que sólo la temperatura máxima del aire del mismo día es necesaria para el modelado de la temperatura máxima del suelo.
- 5) La dinámica de la humedad del suelo muestra un patrón típico mediterráneo, con biestacionalidad anual. La ausencia de homogeneidad en la estacionaridad se ha

analizado mediante la división del año en cuatro periodos en función de la temperatura del aire. La modelación univariada de la humedad del suelo a escala diaria sigue un proceso Markoviano (AR (1)), pero este modelo no incluye los procesos de humedecimiento y como consecuencia sus residuos son asimétricos. Para su correcta modelación debe incorporarse la precipitación, así como el efecto de la humedad antecedente sobre la recarga del suelo. Para ello, se ha definido una nueva variable (recarga efectiva), que permite discriminar la parte de la precipitación que forma escorrentía y la que se infiltra en profundidad de la que permanece en el volumen de suelo considerado. La respuesta dinámica de la humedad del suelo superficial a la recarga efectiva es una función de transferencia de orden (1, 0, 0). Este modelo lineal se ajusta de forma adecuada a los datos, empleando menos parámetros que los modelos obtenidos por otros autores, y puede emplearse para el completado de datos en periodos cortos.

- 6) Los parámetros del modelo de función de transferencia entre la humedad del suelo y la recarga efectiva están relacionados con los componentes del balance hidrológico (interceptación, evapotranspiración). Esto ha permitido identificar que, en este medio, la importancia de la densidad de vegetación en la regulación de la dinámica de la humedad del suelo superficial es dependiente de la época del año, de forma que su influencia es alta en periodos secos, pero en los periodos húmedos las propiedades fisicoquímicas del suelo tienen mayor importancia. Por ello, la humedad promedio anual y la estacional del periodo de invierno no son medidas útiles para comparar el efecto de los tratamientos selvícolas, ni tampoco los parámetros del modelo de función de transferencia ajustados a estos periodos.
- 7) El análisis de los parámetros del modelo de función de transferencia para la época de verano sugiere que en la parcela BOSQUETE la interceptación es menor y las pérdidas por evaporación son mayores. Sin embargo, y al igual que los resultados de otros autores con la misma especie, al analizar los valores promedio de la humedad superficial del periodo de verano no llegan a identificarse tendencias consistentes relacionadas con la cobertura de vegetación.
- 8) La temperatura y la humedad de suelo en profundidades de 5 y 10 cm son dependientes de las condiciones de la superficie, y por tanto son muy variables. Esta variabilidad ha impedido obtener conclusiones más robustas a nivel de parcela al disponer, en el mejor de los casos, de sólo tres puntos en cada una.
- 9) La ecuación de calibración de las sondas capacitivas EC-20 proporcionada por el fabricante y las obtenidas mediante calibración específica de laboratorio infraestiman los valores de humedad volumétrica, debido a que no tienen en cuenta la proporción de elementos gruesos que se encuentra en el volumen explorado por cada sonda. Debido a la elevada heterogeneidad espacial de dicha proporción, debe hacerse una calibración en campo específica para cada punto que abarque varios rangos de humedad. Esto puede ser aplicable a otros modelos de sondas.

## 6. FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

---

- En este trabajo sólo se han empleado los datos de una repetición de las 3 réplicas de parcelas disponibles. En la actualidad se están tomando medidas en todas las parcelas del experimento, lo cual permitirá en un futuro, cuando haya datos suficientes, comprobar el grado de representatividad de las conclusiones obtenidas hasta el momento. De especial interés son los datos que se obtengan en la réplica CHELVA. Las propiedades físicas de su suelo (mayor contenido de arena, menor pedregosidad) difieren en gran medida del suelo de las parcelas de este trabajo (TUÉJAR IZQUIERDA), y permitirán comprobar la hipótesis aquí planteada de que muchos componentes de la variación dinámica de la temperatura y la humedad del suelo dependen de dichas propiedades.
- Tanto la dinámica de la temperatura como la de la humedad del suelo han presentado una elevada variabilidad intraparcela, que se ha asociado a la superficialidad de las medidas y que ha dificultado obtener conclusiones a nivel de parcela. Por ello, se plantea la oportunidad de realizar mediciones **a nivel de punto**, tanto de la cobertura vegetal (LAI), como de variables relacionadas con el microrelieve (pendiente, orientación) y edáficas (pedregosidad, espesura de hojarasca, densidad aparente, etc...) en los puntos de instalación de las sondas. Se espera encontrar una mayor relación de los parámetros obtenidos mediante el análisis de series temporales con estas variables a nivel de punto que la obtenida a nivel de parcela.
- En un futuro se plantea la posibilidad de instalar sondas a mayor profundidad, siempre que sea posible dadas las características esqueléticas de los suelos de la zona. Esto permitirá ampliar el estudio de la dinámica en horizontes más profundos, donde tienen mayor peso que en la superficie algunos componentes del balance hídrico como la transpiración.
- Los datos de este trabajo han sido generados con el propósito de su empleo en el estudio de la dinámica de la descomposición y la mineralización de la materia orgánica, dentro del contexto general del estudio del efecto de los tratamientos selvícolas sobre los ciclos biogeoquímicos. Los modelos obtenidos, que reproducen la dinámica de la temperatura y la humedad del suelo en superficie, dada su escala temporal pueden ser acoplados a un modelo más amplio que haga especial énfasis en el carácter episódico

de la descomposición de la materia orgánica y la respiración edáfica en los suelos mediterráneos.

---

## 7. BIBLIOGRAFÍA

---

- Akaike, H. 1974. A new look at statistical model identification. *IEEE Trans. Automat. Contr.* 19 (AC-16): 716-723
- Aussenac, G. 2000. Interactions between forest stands and microclimate: ecophysiological aspects and consequences for silviculture. *Ann. For. Sci.* 57: 287-301.
- Bartlett, M.S. 1946. On the Theoretical Specification and Sampling Properties of Autocorrelated Time Series. *Journal of the Royal Statistical Society, series B.* 8: 27-41.
- Bellot, J., Maestre, F.T., Chirino, E., Hernández, N. y O. de Urbina, J. 2004. Afforestation with *Pinus halepensis* reduces native shrub performance in a Mediterranean semiarid area. *Acta Oecol.* 25: 7-15.
- Blennow, K. 1998. Modelling minimum air temperature in partially and clear felled forests. *Agric. Forest. Meteorol.* 91: 223-235.
- Blonquist, J.M.; Jones, S.B. y Robinson, D.A. 2005. Standardizing Characterization of Electromagnetic Water Content Sensors: Part 2. Evaluation of Seven Sensing Systems. *Vadose Zone J.* 4:1059-1069.
- Bonan, G. 2002. Ecological climatology. Concepts and applications. Cambridge University Press. Cambridge.
- Bonan, G. 2008. Forests and Climate Change: Forcings, Feedbacks, and the Climate Benefits of Forests. *Science.* 320:1444-1449.
- Bond-Lamberty, B., Wang, Ch. y Gower, S.T. 2005. Spatiotemporal measurement and modelling of stand-level boreal forest soil temperatures. *Agric. Forest. Meteorol.* 131: 27-40.
- Box, G.E.P. y Jenkins, G.M. 1970. Time series analysis forecasting and control. Holden day. San Francisco. California.
- Box, G.E.P., Jenkins, G.M. y Reinsel, G.C. 2008. Time Series Analysis. Forecasting and Control. 4<sup>th</sup> edition. John Wiley and sons. Hoboken. NJ.
- Box, G.E.P. y Cox, D.R. 1964. An analysis of transformations. *Journal of the royal Statistical Society, series B.* 26: 211-252.
- Brady, N.C. y Weil, R.R. 2002. The Nature and Properties of Soils. Pearson Education, Inc. Upper Saddle River, NJ.

- Bréda, N., Granier, A. y Aussenac, G., 1995. Effects of thinning on soil and tree water relations, transpiration and growth in an oak forest (*Quercus petraea* (Matt.) Liebl.). *Tree Physiology* .15 295 – 306.
- Brown, S.E., Pregitzer, K.S., Reed, D.D., y Burton, A.J. 2000. Predicting Daily Mean Soil Temperature from Daily Mean Air Temperature in Four Northern Hardwood Forest Stands. *For. Sci.* 46:297-301.
- Cantón, Y. 1999. Efectos Hidrológicos y Geomorfológicos de la Cubierta y Propiedades del Suelo en Paisajes de Cárcavas. Tesis Doctoral. Universidad de Almería. Almería.
- Carlson, D.W. y Groot, A. 1997. Microclimate of clear-cut, forest interior, and small openings in trembling aspen forest. *Agric. For. Meteorol.* 87:313-329.
- CEAM. 1998. 2ª Reunión Científica del II del Programa de I+D en relación con la Restauración de la Cubierta Vegetal y otros aspectos de la Investigación Forestal. *Actas de la Reunión de coordinación Científica de la Fundación CEAM*. Fundación CEAM. Valencia.
- Chang, M. 2006. Forest Hydrology. CRC Press. Boca Raton,FL.
- Chatfield, C. 2001. Time-series Forecasting. Chapman & Hall/CRC. Boca Raton, FL.
- Chatfield, C., 1996. The analysis of Time Series, 5ª ed. Chapman & Hall. London.
- Chen, J., Franklin, J.F. y Spies, T.A. 1993. Contrasting microclimates among clearcut, edge, and interior of old-growth Douglas-fir forest. *Agric. For. Meteorol.* 63: 219-237.
- Chen, J., Saunders, S.C., Crow, T.R., Naiman, R.J., Brosofske, K.D., Mroz, G.D., Brookshire, B.L. y Franklin, J.F. 1999. Microclimate in forest ecosystem and landscape ecology Variations in local climate can be used to monitor and compare the effects of different management regimes. *Bioscience*. 49: 288 – 297.
- Cobos, D. y Campbell, C. 2007. Correcting Temperature Sensitivity of ECH2O Soil Moisture Sensors. Application Note. Decagon Devices Inc., Pullman, Wash.
- Cobos, D.R. 2009. Calibrating ECH2O Soil Moisture Sensors. Application Note. Decagon Devices Inc., Pullman, Wash.
- Cubera, E. y Moreno, G. 2007. Effect of single *Quercus ilex* trees upon spatial and seasonal changes in soil water content in dehesas of central western Spain. *Ann. For. Sci.* 64: 355–364.
- Czarnosmki, N.M., Moore, G.W., Pypker, T.G., Licata, J. y Bond, B.J. 2005. Precision and accuracy of three alternative instruments for measuring soil water content in two forest soils of the Pacific Northwest. *Can. J. For. Res.* 35: 1867-1876.
- Daly, E. y Porporato, A. 2005. A review of Soil Moisture Dynamics: From Rainfall Infiltration to Ecosystem Response. *Environmental Engineering Science*. 22: 9-24.

- Decagon Devices, Inc. 2006. Frequently Asked Questions about the Decagon's Soil Moisture Probes and Accessories. Application note. Decagon Devices Inc., Pullman, Wash.
- Decagon Devices, inc. 2002. ECH2O Dielectric Aquameter User's Manual For Models EC-20 and EC-10. Version 1.4. Decagon Devices Inc., Pullman, Wash.
- Escrig, A, Pérez, R., Estruch, V. y Galiana, F. 2005. Evolución de la estructura y diversidad de la vegetación en un tratamiento selvícola experimental sobre pinar de carrasco en Tuéjar y Chelva (Valencia). Actas del IV Congreso Forestal Español. T1 pg. 246. Documento electrónico 4CFE05-239.
- Fisher, R.F. y Binkley, D. 2000. Ecology and Management of Forest Soils. John Wiley and Sons, Inc. New York.
- Galiana, F., Pérez, R., Camarero, E., Estruch, V. y Currás, R. 2001. Estimación de la radiación solar incidente en pinares de *Pinus halepensis* sometidos a tratamientos selvícolas de cortas finales. Actas del III Congreso Forestal Español. T1 pg. 222-229. Documento electrónico 3CFE01-032
- Gehrig-Fasel, J., Guisan, A. y Zimmerman, N.E. 2008. Evaluating thermal treeline indicators based on air and soil temperature using an air-to-soil temperature transfer model. *Ecological Modelling*. 213: 345-355.
- Geiger, R., Aron, R.H. y Todhunter, P. 1995. The Climate Near the Ground. Vieweg. Wiesbaden.
- Gondard, H., Romane, F., Aronson, J. y Shater, Z. 2003. Impact of soil surface disturbances on functional group diversity after clear-cutting in Aleppo pine (*Pinus halepensis*) forests in southern France. *For. Ecol. Manage.* 180: 165-174.
- González, N., González E. y Galiana, F. 2005. Variación del crecimiento diametral de la masa de pinar de carrasco en cortas finales experimentales, en los montes de Tuéjar y Chelva (Valencia). Actas del IV Congreso Forestal Español. T1 pg. 259. Documento electrónico 4CFE05-265.
- González, J.M. 2005. Introducción a la Selvicultura General. Secretariado de Publicaciones. Universidad de León. León.
- Gracia, C., Sabaté, S., López, B. y Sánchez, A. 2001. Presente y futuro del bosque mediterráneo: balance de carbono, gestión forestal y cambio global. En: Zamora, R. y Pugnaire, F. (ed.). Ecosistemas Mediterráneos. Análisis Funcional. CSIC-AEET. España. Pp. 351-372.
- Gray, A.N., Spies, T.A. y Easter, M.J. 2002. Microclimatic and soil moisture responses to gap formation in coastal Douglas-fir forests. *Can. J. For. Res.* 32:332-343.
- Grossman, R.B. y Reinsch, T.G. 2002. Bulk Density and Linear Extensibility. En: Dane, J.H. y Topp, G.C. (ed.) Methods of Soil Analysis: Part 4. Physical Methods. Soil Science Society of America. Madison, WI. Pp. 201-228.

- Guan, B.T., Weng, S., Kuo, S., Chang, T., Hsu, H. y Shen, Ch. 2006. Analyzing the effects of stand thinning on microclimates with semiparametric smoothing splines. *Can. J. For. Res.* 36: 1641-1648.
- Hoff, C., Rambal, S. y Joffre, R. 2002. Simulating carbon and water flows and growth in a Mediterranean evergreen *Quercus ilex* coppice using the FOREST-BGC model. *For. Ecol. Manage.* 164: 121-136.
- Hungerford, R. 1980. Microenvironmental response to harvesting and residue management. En: Environmental consequences of timber harvesting in Rocky Mountain coniferous forests. USDA Forest Service General Technical Report INT-90, Ogden, Utah.
- Jackson, R.B., Jobbágy, E.G., Avissar, R., Roy, S.B., Barrett, D.J., Cook, Ch.W., Farley, K.A., Maitre, D.C., McCarl, B.A. y Murray, B.C. 2005. Trading Water for Carbon with Biological Carbon Sequestration. *Science* 310:1944-1947.
- Johnson, D.W., Miller, W.W., Susfalk, R.B., Murphy, J.D., Dahlgren, R.A. y Glass, D.W. 2009. Biogeochemical cycling in forest soils of the eastern Sierra Nevada Mountains, USA. *For. Ecol. Manage.* 258: 2249-2260.
- Jury, W.A., Gardner, W.R. y Gardner, W.H. 1991. Soil Physics. 5<sup>th</sup> edition. John Wiley & Sons. USA.
- Kang, S., Kim, S., Oh, S. y Lee, D. 2000. Predicting spatial and temporal patterns of soil temperature based on topography, surface cover and air temperature. *For. Ecol. Manage.* 136:173-184.
- Kim, Ch., Son, Y., Lee, W.K., Jeong, J. y Noh, N.J. 2009. Influences of forest tending works on carbon distribution and cycling in a *Pinus densiflora* S. et Z. stand in Korea. *For. Ecol. Manage.* 257: 1420–1426.
- Kim, S. y Kim, H. 2007. Stochastic analysis of soil moisture to understand spatial and temporal variations of soil wetness at a steep hillside. *J. Hydrol.* 341: 1-11.
- Kimmins, J.P. 2004. Forest Ecology. A Foundation for Sustainable Forest Management and Environmental Ethics in Forestry. Prentice Hall. Upper Saddle River, NJ.
- Kluender, R.A., Thompson, L.C. y Steigerwald, D.M. 1993. A conceptual model for predicting soil temperatures. *Soil Sci.* 156: 10-19.
- Koechlin, B., Rambal, S. y Debussche, M. 1986. Rôle des arbres pionniers sur la teneur en eau du sol en surface de friches de la région méditerranéenne. *Acta oecologica.* 7: 177-190.
- Koyck, L.M. 1954. Distributed Lags and Investment Analysis. North-Holland. New York.
- Kranabetter, J.M. y Coates, K.D. 2004. Ten-year postharvest effects of silviculture systems on soil-resource availability and conifer nutrition in a northern temperate forest. *Can. J. For. Res.* 34: 800-809.

- Lado, L., Bautista, I., Lidón, A.L., Llinares, J.V., Lull, C. y Galiana, F. 2009. Comparación de la temperatura y la humedad del suelo en parcelas sometidas a diferentes tratamientos selvícolas. Actas del V Congreso Forestal Español. Documento electrónico 5CFE-01-018.
- Langvall, O. y Löfvenius, M.O. 2002. Effect of shelterwood density on nocturnal near-ground temperature, frost injury risk and budburst date of Norway spruce. *For. Ecol. Manage.* 168: 149-161.
- Lidón, A.L., Lado, L., Llinares, J.V., Bautista, I. y Galiana, F. 2008. Efecto de diferentes tratamientos selvícolas sobre la temperatura del suelo en un pinar de carrasco. *Cuad. Soc. Esp. Cienc. For.* 25: 261-266.
- Ljung, G.M. y Box, G.E.P. 1978. On a Measure of Lack of Fit in Time Series Models. *Biometrika.* 65: 297-303.
- Londo, A. J., Messina, M.G. y Schoenholtz, S.H. 1999. Forest harvesting effects on soil temperature, moisture, and respiration in a bottomland hardwood forest. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63: 637-644.
- Lull, R.M. 2009. Estimación de las pérdidas de suelo por erosión en un pinar de carrasco (*Pinus halepensis*) sometido a diferentes tratamientos selvícolas en Tuéjar (Valencia). Escuela Técnica Superior de Ingeniería de Caminos, Canales y Puertos. Universidad Politécnica de Valencia. Proyecto Final de Carrera. Valencia
- Maestre, F.T.; Cortina,J.; Bautista,S. y Bellot,J. 2003. Does *Pinus halepensis* facilitate the establishment of shrubs in Mediterranean semi-arid afforestations? *For. Ecol. Manage.* 176: 147-160.
- Makridakis, S., Wheelwright, S.C. y Hyndman R.J. 1998. Forecasting: Methods and applications. John Wiley & sons. Hoboken, NJ.
- McClurkin, D.G. 1961. Soil Moisture Trends Following Thinning in Shortleaf Pine. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 25, 2: 135-138.
- McLaren,R.G. y Cameron,K.C.2002.Soil Science. Sustainable production and environmental protection. Oxford University Press. South Melbourne, Victoria, Australia.
- McMichael,B., y Lascano,R.J. 2003. Laboratory Evaluation of a Commercial Dielectric Soil Water Sensor. *Vadose Zone J.* 2:650-654.
- Monteith, J.L. 1985. Evaporation from land surfaces: progress in analysis and prediction since 1948. En: Advances in Evapotranspiration, Proceedings of the ASAE Conference on Evapotranspiration, Chicago, Ill. ASAE, St. Joseph, Michigan. pp. 4-12.
- Nash,M.S., Wierenga, P.J. y Gutjahr, A. 1991. Time series analysis of soil moisture and rainfall along a line transect in arid rangeland. *Soil Sci.* 152:189-198.
- Nielsen, D.R. y Alemi, M.H. 1989. Statistical opportunities for analyzing spatial and temporal heterogeneity of field soils. *Plant and Soil* 115: 285-296.

- Nielsen, D.R. y Wendroth, O. 2003. Spatial and temporal statistics. Sampling field soils and their vegetation. Catena Verlag. Reiskirchen, Germany.
- Nilsen, P. y Strand, L.T. 2008. Thinning intensity effects on carbon and nitrogen stores and fluxes in a Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.) stand after 33 years. *For. Ecol. Manage.* 256: 201-208.
- Oke, T.R. 1987. Boundary Layer Climates. Methuen. London.
- Olchev, A., Radler, K., Sogachev, A., Panferov, O. y Gravenhorst, G. 2009. Application of a three-dimensional model for assessing effects of small clear-cuttings on radiation and soil temperature. *Ecological Modelling.* 220: 3046-3056.
- Oliveira, M.T. 2001. Modeling water content of a vineyard soil in the Douro Region, Portugal. *Plant and Soil.* 233:213-221.
- Page-Dumroese, D.S., Jurgensen, M.F., Brown, R.E., y Mroz, G.D. 1999. Comparison of Methods for Determining Bulk Densities of Rocky Forest Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63: 379-383.
- Pan, F., Peters-Lidard, C.D. y Sale, M.J. 2003. An analytical Method for Predicting Surface Soil Moisture From Rainfall Observations. *Water Resour. Res.* 39: 1314, doi:10.1029/2003WR002142, 2003.
- Pankratz, A. 1991. Forecasting with dynamic regression models. John Wiley & sons. New York.
- Parlange, M.B., Katul, G.G., Cuenca, R.H., Kavvas, M.L., Nielsen, D.R. y Mata, M. 1992. Physical Basis for a Time Series Model of Soil Water Content. *Water Resour. Res.* 28: 2437-2446.
- Paul, K.I., Polglase, P.J., Smethurst, P.J., O'Connell, A.M., Carlyle, C.J. y Khanna, P.K. 2004. Soil temperature under forests: a simple model for predicting soil temperature under a range of forest types. *Agric. For. Meteorol.* 121:167-182.
- Peña, D. 2005. Análisis de series temporales. Alianza Editorial. Madrid.
- Peña, D., Tiao, G.C. y Tsay, R.S. 2001. A course in time series analysis. John Wiley & sons. New York.
- Persaud, N. y Chang, A.C.. 1983. Estimating soil temperature by linear filtering of measured air temperature. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47: 841 – 847.
- Persaud, N. y Chang, A.C. 1984. Analysis of the stochastic component in observed soil profile temperature. *Soil Sci.* 138: 326- 334.
- Porté, A., Huard, F. y Dreyfus, P. 2004. Microclimate beneath pine plantation, semi-mature pine plantation and mixed broadleaved-pine forest. *Agric. For. Meteorol.* 126: 175–182.
- Prévost, M. 2008. Effect of cutting intensity on microenvironmental conditions and regeneration dynamics in yellow birch – conifer stands. *Can. J. For. Res.* 38: 317 – 330.

- Prévosto, B. y Ripert, Ch. 2008. Regeneration of *Pinus halepensis* stands after partial cutting in southern France: Impacts of different ground vegetation, soil and logging slash treatments. *For. Ecol. Manage.* 256: 2058-2064.
- Ramírez-Beltran, N.D., Castro, J.M., Harmsen, E. y Vásquez, R. 2008. Stochastic Transfer Function Model and Neural Networks to Estimate Soil Moisture. *Journal of The American Water Resources Associaton.* 44: 847-865.
- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L. y Saxton, K.E. 1982. Estimation of Soil Water Properties. *Trans.ASAE.* 25: 1316-1320, 1328.
- Redding, T.E., Hope, G.D., Fortin, M.J., Schmidt, M.G.y Bailey, W.G. 2003. Spatial patterns of soil temperature and moisture across subalpine forest-clearcut edges in the southern interior of British Columbia. *Can. J. Soil Sci.* 83: 121 – 130.
- Ripoll, M.A.; Navarro, F.B.; De Simón, E., Bocio I.y Gallego, E. 2001. Estudio del microclima bajo distintas coberturas vegetales: aplicación a la forestación de tierras agrarias. Actas del III Congreso Forestal Español. T2 pg. 311-316. Documento electrónico 3CFE02-048.
- Rivas-Martínez, S. 1987. Memoria del mapa de series de vegetación de España. 1:400000. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. ICONA. Madrid.
- Rodríguez-Iturbe, I. y Porporato, A. 2004. Ecohydrology of water-controlled ecosystems. Cambridge University Press. Cambridge.
- Rodríguez-Calcerrada, J., Mutke, S., Alonso, J., Gil, L., Pardos, J.A. y Aranda, I. 2008. Influence of overstory density on understory light, soil moisture, and survival of two underplanted oak species in a Mediterranean montane Scots pine forest. *Invest. Agrar.: Sist. Recur. For.* 17: 31-38.
- Roig S., del Río, M., Cañellas, I. y Montero, G. 2005. Litter fall in Mediterranean *Pinus pinaster* Ait. stands under different thinning regimes. *For. Ecol. Manage.* 206: 179-190.
- Scarascia-Mugnozza, G., Oswald, H., Piussi, P.y Radoglou, K. 2000. Forests of the Mediterranean region: gaps in knowledge and research needs. *For. Ecol. Manage.* 132: 97-109.
- Schwartz, G. 1978. Estimating the dimension of a model. *The Annals of Statistics.* 6: 461-464.
- Soria, A., Molla, S., Currás, R. y Lidón, A.L. 2005. Caracterización de la radiación P.A.R. en un pinar de carrasco (*Pinus halepensis*) sometido a diferentes tratamientos selvícolas en Tuéjar y Chelva (Valencia). Actas del IV Congreso Forestal Español. T1 Pg. 232. Documento electrónico 4CFE05-211.
- Starr, J.L. y Paltineanu, I.C. 2002. Methods for Measurement of Soil Water Content: Capacitance Devices. En: Dane, J.H. y Topp, G.C. (ed.) *Methods of Soil Analysis: Part 4. Physical Methods.* Soil Science Society of America. Madison, WI. Pp. 463-474.
- Stone, J.E., Kolb, T.E. y Covington, W.W. 1999. Effects of restoration thinning on presettlement *Pinus ponderosa* in Northern Arizona. *Restoration Ecology.* 7:172-182.

- Thornwhite, C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review* 38: 55-94.
- Torras, O. y Saura, S. 2008. Effects of silvicultural treatments on forest biodiversity indicators in the Mediterranean. *For. Ecol. Manage.* 255: 3322-3330.
- Usovicz,B., Paszczyk,J. y Walczak,R. 1991a. Description and analysis of the soil temperature dynamics with ARIMA models. Part I: theory and experiment. *Zesz. Prob. Post. Nauk Rol.* 396:167-172
- Usovicz,B., Paszczyk,J. y Walczak,R. 1991b. Description and analysis of the soil temperature dynamics with ARIMA models. Part II: analysis. *Zesz. Prob. Post. Nauk Rol.* 396:173-180
- Valigura, R.A. y Messina, M.G. 1994. Modification of Texas Clear-cut Environments with Loblolly Pine Shelterwoods. *Journal of Environmental Management.* 40: 283-295.
- Valladares, F. (ed.) 2004. Ecología del bosque mediterráneo en un mundo cambiante. Ministerio de Medio Ambiente. Organismo Autónomo de Parques Nacionales. Madrid.
- Valladares, F., Camarero, J.J., Pulido, F. y Gil-Pelegrín, E.2004. El bosque mediterráneo, un sistema humanizado y dinámico. En: Valladares, F. (ed.) Ecología del bosque mediterráneo en un mundo cambiante. Ministerio de Medio Ambiente. Organismo Autónomo de Parques Nacionales. Madrid. Pp. 13-25.
- Vallejo, V.R. y Alloza, J.A. (ed.) 2004. Avances en el estudio de la gestión del monte mediterráneo. Fundación CEAM. Valencia.
- Verkaik I. y Espelta, J.M. 2005. Efecto del aclareo sobre las características reproductivas de *Pinus halepensis* Mill. en masas con diferente edad de regeneración post-incendio. Actas del IV Congreso Forestal Español. T1. pg. 337. Documento electrónico 4CFE05-391.
- Vincent, K.R. y Chadwick, O.A. 1994. Synthesizing Bulk Density for Soils with Abundant Rock Fragments. *Soil Sci. Soc. Am. J.*58: 455-464.
- Wendroth,O. y Nielsen, D.R. 2002. Time and Space Series. En: Dane, J.H. y Topp, G.C. (ed.) *Methods of Soil Analysis: Part 4.Physical Methods.* Soil Science Society of America. Madison, WI. Pp. 119-137.
- Weng, S.H., Kuo, S.R., Guan, B.T., Chang, T.Y., Hsu, H.W.y Shen, C.W. 2007. Microclimatic responses to different thinning intensities in a Japanese cedar plantation of northern Taiwan. *For. Ecol. Manage.* 241: 91 – 100.
- Wu, L., Jury, W. A., Chang, A.C. y Allmaras, R.R. 1997. Time series analysis of field-measured water content of a sandy soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61:736-742.
- Yécora, A. 2008. Caracterización Edáfica en parcelas sometidas a tratamientos selvícolas en la zona de Tuéjar. Escuela Politécnica Superior de Gandía. Universidad Politécnica de Valencia. Proyecto Final de Carrera. Gandía.

- Yu, S.L. y Cruise, J.F. 1982. Time Series Analysis of Soil Moisture Data. En: El-Shaarawi y Sterby, S.R.(ed). Time Series Methods in Hydrosociences. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam. Pp: 600-607.
- Zamora,R. y Pugnaire, F. (ed.) 2001. Ecosistemas Mediterráneos. Análisis Funcional. CSIC-AEET. España.
- Zavala, M.A., Zamora, R., Pulido, F., Blanco, J.A., Imbert, J.B., Marañón, T., Castillo, F., y Valladares, F. 2004. Nuevas perspectivas en la conservación, restauración y gestión sostenible del bosque mediterráneo. En: Valladares, F. (ed.) Ecología del bosque mediterráneo en un mundo cambiante. Ministerio de Medio Ambiente. Organismo Autónomo de Parques Nacionales. Madrid. Pp. 509-529.



# 8. ANEXOS

## A1. ANÁLISIS DE FOURIER

Una forma alternativa de describir un proceso estocástico estacionario es mediante su función de densidad espectral (o espectro), definida como (Chatfield, 2001):

$$f(\omega) = \frac{1}{\pi} (\gamma_0 + 2 \sum_{k=1}^{\infty} \gamma_k \cos \omega k)$$

donde  $\gamma_k$  es la función de autocovarianza poblacional y  $\omega$  es la frecuencia angular, acotada a  $0 \leq \omega \leq \pi$ . Esta función describe cómo la varianza general del proceso se distribuye en diferentes frecuencias, desde  $\omega=0$  hasta  $\pi$ .

El espectro es la transformada de Fourier de la función de autocovarianza. Ambas funciones,  $f(\omega)$  y  $\gamma_k$  son equivalentes y deben ser consideradas como enfoques complementarios en el análisis de series temporales. Los análisis basados en el espectro son conocidos en la bibliografía como análisis en el dominio de la frecuencia, en contraposición al análisis en el dominio del tiempo, basado en la autocorrelación (autocovarianza).

El análisis espectral es una modificación del análisis de Fourier que permite adecuarlo a funciones estocásticas (Chatfield, 1996), y consiste en aproximar una función como una suma de términos senoidales (senos y cosenos). Una serie  $Z_t$  con  $n$  valores puede aproximarse a la siguiente serie de Fourier finita (Chatfield, 1996):

$$Z_t = a_0 + \sum_{p=1}^{(n/2)-1} (a_p \cos 2\pi p t / n + b_p \sin 2\pi p t / n) + a_{n/2} \cos \pi t \quad (\text{A.1.1})$$

donde  $a_0 = \bar{Z}$  es la media de los datos,  $p=1, 2, \dots, (n/2)-1$  es el número de armónicos y  $t=1, 2, \dots, n$  es el tiempo. Los coeficientes de la serie de Fourier cuando  $p \neq n/2$  se definen de la siguiente forma:

$$a_p = 2 [\sum x_t \cos(2\pi p t / n)] / n \quad (\text{A.1.2})$$

$$b_p = 2 [\sum x_t \sin(2\pi p t / n)] / n \quad (\text{A.1.3})$$

mientras que en el caso  $p=n/2$ :

$$a_{n/2} = \sum (-1)^t Z_t/n$$

$$b_{n/2} = 0$$

nótese que el término  $b_{N/2}$  es nulo debido a que  $\sin \pi t = 0$  para todo  $t$  entero.

La serie de Fourier presentada en (A.1.1) tiene  $n$  parámetros para describir  $n$  observaciones, y por ello no tiene término de error. El análisis de Fourier o de armónicos nos permite descomponer la variabilidad de la serie en componentes a frecuencias  $\omega=2\pi/n, 4\pi/n, \dots, \pi$ . Así, la frecuencia en el armónico  $p$  es:

$$\omega_p = 2\pi p/n \quad (\text{A.1.4})$$

Por otra parte, empleando el teorema del coseno los términos senoidales pueden ser expresados de forma más compacta:

$$a_p \cos \omega_p t + b_p \sin \omega_p t = R_p \cos(\omega_p t + \phi_p) \quad (\text{A.1.5})$$

donde

$$R_p = \sqrt{(a_p^2 + b_p^2)} \quad (\text{A.1.6})$$

es la amplitud del armónico  $p$  y

$$\phi_p = \tan^{-1}(-b_p/a_p) \quad (\text{A.1.7})$$

es la fase del armónico  $p$ .

Así, empleando (A.1.1), (A.1.4) y (A.1.5) obtenemos:

$$Z_t = a_0 + \sum_{p=1}^{(n/2)-1} (R_p \cos \omega_p t + \phi_p) + a_{n/2} \cos \pi t \quad (\text{A.1.8})$$

El empleo de esta última expresión tiene la ventaja de que los términos de amplitud y fase tienen más sentido físico que los parámetros difícilmente interpretables  $a_p$  y  $b_p$ . No obstante, por simplicidad de cálculo, es habitual obtener primero los parámetros  $a_p$  y  $b_p$  para a continuación emplear las igualdades (A.1.6) y (A.1.7). Además, según la identidad de Parseval, puede obtenerse la varianza de las observaciones como:

$$\sigma^2 \approx \frac{\sum (Z_t - \bar{Z})^2}{n} = \sum_{p=1}^{(n/2)-1} R_p^2/2 + a_{n/2}^2 \quad (\text{A.1.9})$$

de forma que  $R_p^2/2$  es la contribución del armónico  $p$  a la varianza de la serie  $Z_t$ .

## A2.TABLAS

Tabla A.2.1. Parámetros de la serie de Fourier calculados para las series promedio anual disponibles de las temperaturas máximas diarias. V.E es la varianza explicada por cada término senoidal, expresada en tanto por uno. La serie de Fourier ajustada es  $MS_t = MS_m + R_1 \cos(W_1t + \varphi_1) + R_2 \cos(W_2t + \varphi_2) + TMS_t$  para la temperatura del suelo y  $MA_t = MA_m + R_1 \cos(W_1t + \varphi_1) + R_2 \cos(W_2t + \varphi_2) + TMA_t$  para la temperatura del aire.

Profundidad	Parcela	Punto	$MS_m$	$R_1$	$\varphi_1$	V.E.	$R_2$	$\varphi_2$	V.E.	
5cm	CONTROL	1	17.53	14.51	0.19	0.90	3.42	0.35	0.05	
		2	17.42	13.54	0.11	0.92	2.77	0.22	0.04	
		3	16.91	10.35	0.05	0.89	2.49	-0.40	0.05	
	ASUD	1	15.69	11.23	0.10	0.95	1.81	-0.90	0.02	
		2	13.51	8.19	0.01	0.96	1.07	-0.60	0.02	
		3	-	-	-	-	-	-	-	
	ASUF	1	14.57	10.54	0.10	0.95	1.65	-0.92	0.02	
		2	17.34	11.51	0.13	0.95	1.72	-0.42	0.02	
		3	13.25	10.59	0.14	0.96	1.22	-0.35	0.01	
	BOSQUETE	1	20.87	15.26	0.19	0.93	2.77	-0.76	0.03	
		2	17.41	16.10	0.15	0.91	3.69	-0.10	0.05	
		3	21.22	12.69	0.13	0.95	1.86	-0.45	0.02	
	10cm	CONTROL	1	14.77	11.17	0.11	0.94	1.95	0.21	0.03
			2	-	-	-	-	-	-	-
			3	14.59	8.18	-0.04	0.90	1.76	-0.55	0.04
ASUD		1	13.28	8.82	0.06	0.97	1.13	-0.94	0.02	
		2	13.53	8.25	0.07	0.96	1.28	-0.64	0.02	
		3	15.97	10.28	0.09	0.95	1.15	-0.35	0.01	
ASUF		1	12.92	8.96	0.03	0.97	1.17	-0.94	0.02	
		2	14.06	9.06	0.09	0.95	1.24	-0.62	0.02	
		3	14.86	10.47	0.02	0.95	1.03	-0.36	0.01	
BOSQUETE		1	16.62	11.60	0.12	0.95	1.81	-0.98	0.02	
		2	15.00	13.36	0.13	0.93	2.60	0.03	0.04	
		3	15.97	12.24	0.08	0.97	1.17	-1.03	0.01	
aire				$MA_m$	$R_1$	$\varphi_1$	V.E.	$R_2$	$\varphi_2$	V.E.
		CONTROL		18.97	10.62	0.05	0.86	1.95	-0.51	0.03
		ASUF		18.63	10.55	0.08	0.88	1.76	-0.51	0.02
	BOSQUETE		20.24	10.60	0.06	0.87	1.80	-0.49	0.03	

Tabla A.2.2. Parámetros del modelo AR (1) aplicado a las series  $TMS_t$  disponibles. Los valores en negrita son el valor del estadístico t de cada parámetro.

Profundidad	Parcela	Punto	$\phi_1$	
5cm	CONTROL	1	0.75	<b>19.91</b>
		2	0.79	<b>27.90</b>
		3	0.83	<b>25.49</b>
	ASUD	1	0.78	<b>31.79</b>
		2	0.86	<b>54.82</b>
		3	-	
	ASUF	1	0.81	<b>47.97</b>
		2	0.78	<b>36.17</b>
		3	0.89	<b>67.93</b>
	BOSQUETE	1	0.72	<b>22.43</b>
		2	0.82	<b>30.87</b>
		3	0.74	<b>23.71</b>
10cm	CONTROL	1	0.77	<b>21.13</b>
		2	-	
		3	0.90	<b>34.04</b>
	ASUD	1	0.87	<b>46.08</b>
		2	0.84	<b>44.03</b>
		3	0.73	<b>22.09</b>
	ASUF	1	0.87	<b>58.70</b>
		2	0.87	<b>51.48</b>
		3	0.76	<b>22.18</b>
	BOSQUETE	1	0.76	<b>20.51</b>
		2	0.83	<b>32.82</b>
		3	0.74	<b>19.67</b>
aire	CONTROL		0.67	<b>19.74</b>
	ASUF		0.68	<b>32.37</b>
	BOSQUETE		0.62	<b>16.95</b>

Tabla A.2.3. Parámetros del modelo FT (0, 0, 0)+AR (1) aplicado a las series  $TMS_t$  disponibles. Los valores en negrita son el valor del estadístico t de cada parámetro.

Profundidad	Parcela	Punto	$\omega_0$		$\phi_1$		
5cm	CONTROL	1	0.41	<b>11.33</b>	0.73	<b>18.71</b>	
		2	0.37	<b>14.72</b>	0.75	<b>24.00</b>	
		3	0.38	<b>17.12</b>	0.77	<b>20.38</b>	
	ASUD	1	0.18	<b>10.45</b>	0.68	<b>23.19</b>	
		2	0.12	<b>16.91</b>	0.82	<b>46.62</b>	
		3	-	-	-	-	
	ASUF	1	0.23	<b>22.15</b>	0.78	<b>43.29</b>	
		2	0.34	<b>25.53</b>	0.66	<b>25.80</b>	
		3	0.20	<b>22.37</b>	0.90	<b>71.28</b>	
	BOSQUETE	1	0.54	<b>19.22</b>	0.59	<b>15.65</b>	
		2	0.26	<b>11.23</b>	0.81	<b>29.71</b>	
		3	0.28	<b>12.34</b>	0.72	<b>22.58</b>	
	10cm	CONTROL	1	0.23	<b>10.87</b>	0.73	<b>18.62</b>
			2	-	-	-	-
			3	0.20	<b>15.35</b>	0.89	<b>32.90</b>
ASUD		1	0.09	<b>10.84</b>	0.85	<b>41.44</b>	
		2	0.12	<b>16.58</b>	0.81	<b>38.26</b>	
		3	0.06	<b>2.93</b>	0.67	<b>17.18</b>	
ASUF		1	0.11	<b>16.56</b>	0.85	<b>54.60</b>	
		2	0.19	<b>21.18</b>	0.85	<b>47.33</b>	
		3	0.18	<b>8.69</b>	0.74	<b>20.60</b>	
BOSQUETE		1	0.32	<b>16.42</b>	0.69	<b>16.19</b>	
		2	0.18	<b>10.39</b>	0.82	<b>30.90</b>	
		3	0.18	<b>11.36</b>	0.72	<b>18.47</b>	

Tabla A.2.4. Valores de lámina promedio, máxima, mínima y desviación típica en el periodo de invierno.

Profundidad	Parcela	Punto	media	max	min	Desv.	
5cm	CONTROL	1	14.74	17.40	12.37	1.05	
		2	15.64	19.16	12.05	1.62	
		3	13.86	17.49	10.24	1.70	
	ASUD	1	15.93	18.76	13.12	1.34	
		2	14.04	19.38	11.00	1.81	
		3	12.79	15.15	11.38	0.94	
	ASUF	1	15.02	17.12	13.60	0.69	
		2	15.12	17.42	12.40	1.55	
		3	15.08	17.94	14.12	0.83	
	BOSQUETE	1	14.83	17.95	9.50	1.67	
		2	13.68	16.40	9.11	1.32	
		3	-	-	-	-	
	10cm	CONTROL	1	23.81	28.65	21.16	1.93
			2	27.80	34.42	22.58	2.90
			3	26.34	33.69	19.13	3.83
ASUD		1	29.40	34.22	24.18	2.32	
		2	-	-	-	-	
		3	26.39	31.13	22.22	1.94	
ASUF		1	27.08	30.24	24.75	1.38	
		2	27.43	34.24	21.66	2.73	
		3	29.87	32.57	27.28	1.15	
BOSQUETE		1	29.41	37.87	21.95	3.37	
		2	33.47	38.19	30.44	1.78	
		3	35.09	39.44	31.70	1.90	

Tabla A.2.5. Valores de lámina promedio, máxima, mínima y desviación típica en el periodo anual.

Profundidad	Parcela	Punto	media	max	min	Desv.
5cm	CONTROL	1	12.30	18.25	2.93	4.39
		2	12.35	20.79	2.26	4.96
		3	11.35	17.89	3.15	3.90
	ASUD	1	12.67	22.52	2.83	4.68
		2	10.26	20.27	0.07	5.14
		3	-	-	-	-
	ASUF	1	-	-	-	-
		2	11.90	18.41	1.81	4.54
		3	12.41	20.28	2.63	4.20
	BOSQUETE	1	11.02	18.27	1.30	5.26
		2	11.72	18.55	2.14	4.60
		3	-	-	-	-
10cm	CONTROL	1	19.05	29.77	5.87	6.24
		2	23.13	37.88	7.97	7.37
		3	22.59	36.07	10.21	6.19
	ASUD	1	24.99	41.71	8.26	7.95
		2	-	-	-	-
		3	-	-	-	-
	ASUF	1	23.92	35.08	9.10	6.27
		2	23.15	38.25	7.67	6.96
		3	23.67	32.73	9.64	6.60
	BOSQUETE	1	23.47	45.02	4.70	8.60
		2	29.15	41.78	10.56	8.09
		3	27.67	41.02	8.31	9.16



